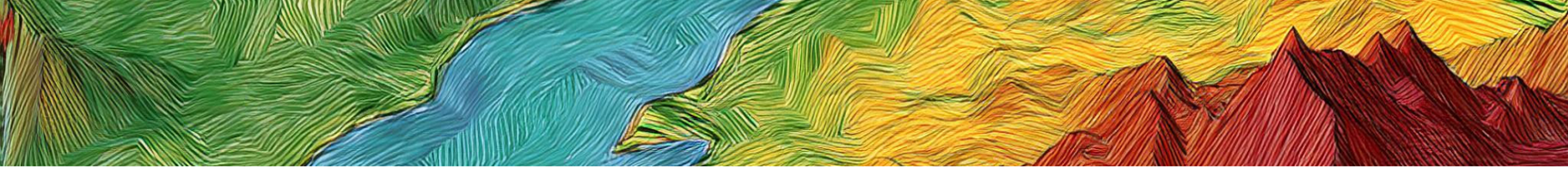
MODELOS DIGITAIS
DE ELEVAÇÃO
para Estudos Ambientais
Adriano Rolim da Paz
ABRHidro
Associação Brasileira de Recursos Hídricos

MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO

para Estudos Ambientais



MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO
para Estudos Ambientais

Adriano Rolim da Paz

Porto Alegre
ABRHidro
2024

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE RECURSOS HÍDRICOS (ABRHidro)

Diretoria da ABRHidro
Gestão 2024-2025

Presidente
Alexandre Kepler Soares

Vice-presidente
Talita Fernanda das Graças Silva

Diretora de publicações
Rutineia Tassi

Diretora de eventos
Franciele Zanandrea

Diretora de representações regionais
Adelena Gonçalves Maia

Diretor de comissões técnicas e científicas
José Gilberto Dalfré Filho

ABRHidro – Associação Brasileira de Recursos Hídricos
Av. Bento Gonçalves, 9500 – Caixa Postal 15029
CEP 91.501-970 – Porto Alegre-RS
Site: www.abrhidro.org.br – email: abrh@abrhidro.org.br

Produção
Projeto gráfico: Marina Bertato & Adriano Paz
Capa: Adriano Paz & IA generativa (Adobe Firefly)
Editoração eletrônica: Marina Bertato & Adriano Paz

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
(Câmara Brasileira do Livro, SP, Brasil)

Paz, Adriano Rolim da
Modelos digitais de elevação para estudos ambientais [livro eletrônico] / Adriano Rolim da Paz. -- Porto Alegre, RS : ABRHidro, 2024.
PDF

Bibliografia.
ISBN 978-85-88686-50-2

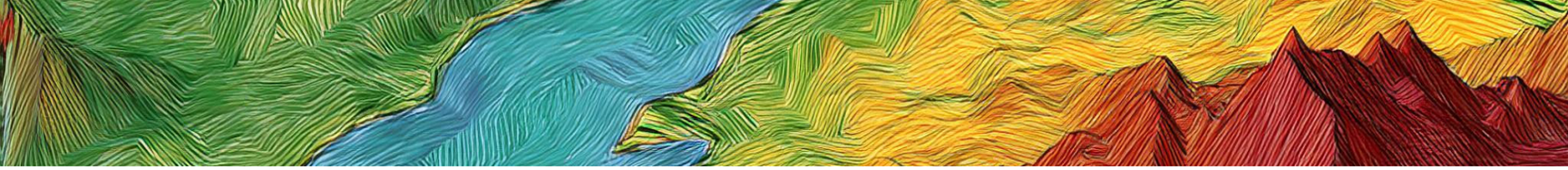
1. Bacias hidrográficas - Aspectos ambientais 2. Engenharia - Estudo e ensino 3. Estudos ambientais 4. Geoprocessamento I. Título.

24-226393 CDD-620.07

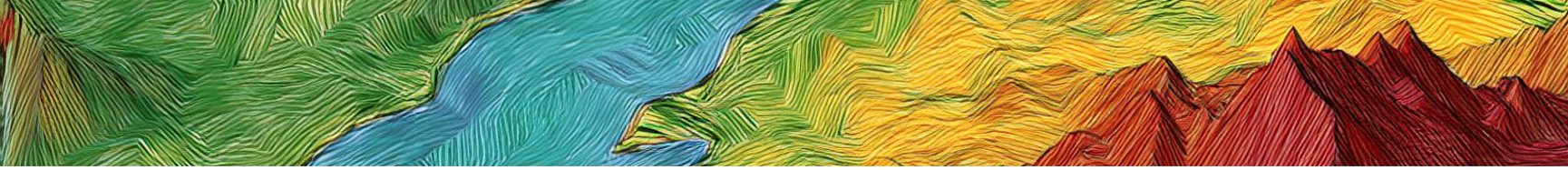
Índices para catálogo sistemático:

1. Engenharia : Estudo e ensino 620.07

Eliete Marques da Silva - Bibliotecária - CRB-8/9380



Dedico aos meus filhos Mateus e Luísa.



Agradecimentos

A todos os meus alunos (orientandos de pós-graduação e graduação, alunos de disciplinas da pós, graduação e de cursos de extensão): seus questionamentos, suas dificuldades e dúvidas me desafiaram a evoluir na forma de explicar, me trouxeram ensinamentos e me motivaram a conceber este livro. Que os novos alunos usufruam deste material e os questionamentos que ainda surjam contribuam para melhorar as próximas edições do livro!

Ao professor Walter Collischonn, pelos ensinamentos e trocas de ideias acerca de geoprocessamento envolvendo Modelos Digitais de Elevação, os quais formaram uma base de conhecimentos e estimularam trabalhar na temática.

Ao professor Rafael Mendonça, pelas explicações sobre conceitos da Engenharia Cartográfica e pela revisão de partes deste material.

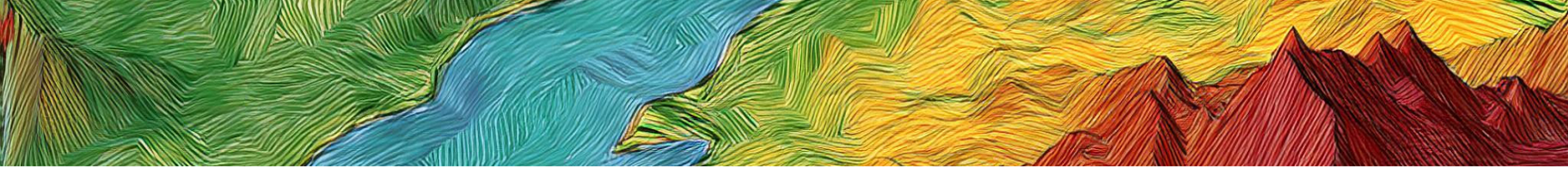
À Engenheira e Mestre Alice Dantas, pela gentileza em revisar este texto.

À minha esposa Marina e aos meus filhos Mateus e Luísa, pela compreensão e colaboração em compartilhar meu tempo durante longas investidas de trabalho na elaboração do livro.

Aos meus pais Alisson (in memoriam) e Ilma e aos meus irmãos Alexandre e Andréa, pelo apoio e incentivo a sempre buscar fazer o melhor.

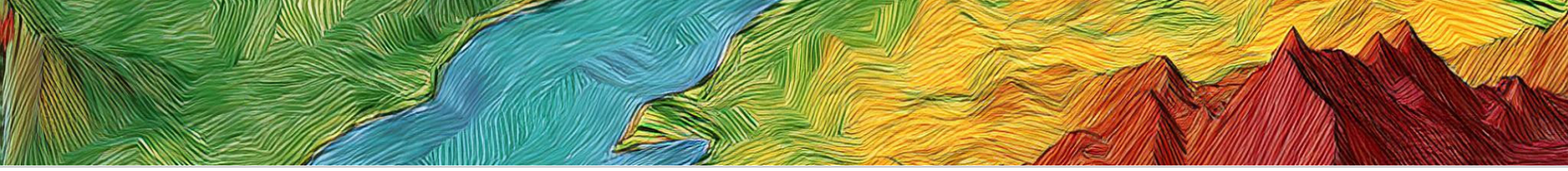
A todos que, ao saberem da ideia de elaboração ou durante o desenvolvimento do livro, demonstraram apoio e incentivos para continuar a jornada.

À ABRHidro, pela parceria para a publicação deste livro.



Sobre o autor

Doutor e Mestre em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental pelo Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) em Porto Alegre (RS). Engenheiro Civil pela Universidade Federal da Paraíba (UFPB) em João Pessoa (PB). Professor Associado do Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, da Universidade Federal da Paraíba (Campus I - João Pessoa), onde atua também como Pesquisador e Orientador de Doutorado, Mestrado e Iniciação Científica. É natural de João Pessoa (PB). As principais áreas de atuação são: modelagem hidrológica de grandes e pequenas bacias, análises geoespaciais, processamento de modelos digitais de elevação e drenagem urbana sustentável, com especial interesse no desenvolvimento de novos métodos e algoritmos computacionais.



Apresentação

Em meados do ano 2000, eu era um graduando do último ano em Engenharia Civil na UFPB, em João Pessoa. Com algum esforço e necessidade de desinibição além do usual para meu nível, encontrei o setor e o móvel com gavetas gigantes onde guardavam cartas topográficas empoeiradas. Atuava como estagiário em estudos relacionados ao Plano Estadual de Recursos Hídricos da Paraíba (PERH-PB). Usando curvímetro e planímetro, manualmente analisei as cartas topográficas para extrair informações de bacias hidrográficas para alguns estudos hidrológicos que seriam desenvolvidos no âmbito do PERH-PB.

Nesse mesmo ano 2000, a espaçonave Endeavor orbitou ao redor da Terra com uma tripulação de seis pessoas e causou uma verdadeira revolução para quem atua na área ambiental. Dados coletados por essa espaçonave mudaram enormemente a forma como profissionais, pesquisadores e estudantes de diferentes áreas de atuação tiveram acesso à representação topográfica da Terra. Foram coletados dados topográficos no âmbito da missão espacial chamada SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) para quase todo o planeta, disponibilizados gratuitamente. Basicamente, tem-se uma informação de altitude acima do nível do mar para cada ponto da superfície a cada 90 m x 90 m (depois liberados dados a cada 30 x 30 m), configurando o que se chama de Modelo Digital de Elevação (MDE). Outras bases de dados e MDEs também cobrindo praticamente todo o globo já existiam previamente ao SRTM, mas com qualidade e detalhamento tremendamente inferiores, da ordem de quilômetros.

Desde então, diversos outros MDEs têm sido disponibilizados gratuitamente. O avanço na qualidade da representação topográfica é notório e contínuo. Essa revolução nos dados topográficos disponíveis impulsionou o aprimoramento de métodos, algoritmos e softwares para trabalhar com esses dados e extrair diversos outros produtos e informações de utilidade em áreas diversas, como hidrologia, ecologia, geografia e energias renováveis. Afinal, o relevo é a base para estudar o meio ambiente.

Em paralelo, os softwares de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) passaram a ter cada vez mais interfaces amigáveis e proliferaram materiais instrucionais diversos, como apostilas, roteiros e vídeo-aulas na internet. O interesse em incorporar aos estudos a topografia de forma ágil e usufruindo dos dados disponíveis na forma de MDEs aliou-se à relativa facilidade de conseguir operar os softwares. O resultado é uma verdadeira legião de profissionais e estudantes de graduação e de pós-graduação que desbravam o processamento de Modelos Digitais de Elevação. Engenheiros (ambientais, hídricos, civis, sanitaristas, florestais, cartógrafos, agrícolas, de minas...), ecólogos, meteorologistas, biólogos, gestores ambientais, geógrafos, geólogos e agrônomos, dentre outras profissões, tem continuamente enveredado por essa temática.

Entretanto, atuando no tema há mais de 20 anos, tenho percebido concretamente como há dificuldades generalizadas para grande parte desses profissionais de fato dominarem e realizarem os estudos envolvendo MDEs. Percebe-se

que há sérias limitações na compreensão das bases conceituais, no entendimento de como funcionam as operações disponíveis nos softwares e na capacidade de interpretação crítica dos resultados gerados.

Um dos motivos para essas dificuldades é a limitação de livros didáticos focados em Modelos Digitais de Elevação. Ao ministrar disciplinas de graduação, pós-graduação e até cursos de extensão, reiteradamente me deparo com essa constatação: a dificuldade de bibliografia específica na temática para indicar aos alunos e profissionais desses cursos.

Esta é a contribuição principal que se espera com este livro: oferecer aos profissionais e estudantes de graduação e de pós-graduação, de diferentes áreas de atuação, uma fonte de consulta e entendimento dos fundamentos e operações envolvidas no processamento de MDEs. Este livro pode ser adotado em disciplinas das temáticas de Sistemas de Informação Geográfica, Geoprocessamento e Análises Geoespaciais, tanto a nível de graduação quanto de pós-graduação, ajustando-se a profundidade exigida de compreensão e análises.

Decididamente, este não é um livro com propósito de manual de software. Ele foi concebido com a missão de mostrar o que se tem por trás dos comandos dos softwares. Procura-se descrever as operações envolvidas, explicar a razão e as implicações de se fazer de um jeito ou de outro, justificar valores de parâmetros, etc. Combinado a isso, são apresentados exemplos reais de cada operação apresentada, tomando áreas ou bacias hidrográficas no território brasileiro.

Os exemplos reais servem para o leitor fortalecer a compreensão dos aspectos teóricos e conceituais, bem como ilustra formas de análise e apresentação de resultados. Quando o leitor fizer algum processamento similar, pode comparar com os resultados dos exemplos do livro e checar a coerência. A escolha do Brasil para os exemplos é meramente por questão de familiaridade do autor. Mas houve o cuidado de apresentar análises derivadas desses exemplos que são genéricas e reprodutíveis para outras áreas quaisquer.

O aprofundamento de conceitos e explicações e a forma de explorar os exemplos mostrados foram cuidadosamente pensados e trabalhados para maximizar o entendimento do leitor. A grande quantidade de figuras esquemáticas, exemplificativas e de análises não é à toa: propositalmente se espera que a visualização gráfica reforce a compreensão com uma intensidade que não seria igualmente alcançada apenas com descrições textuais.

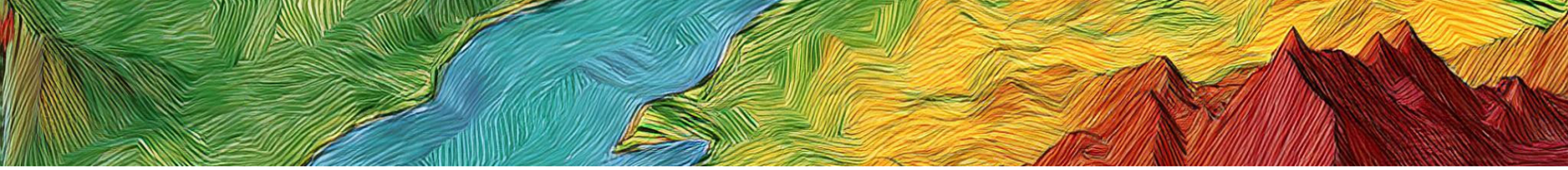
Ao longo do tempo, a longa caminhada de ensino, revisão de trabalhos técnico-científicos e acompanhamento de alunos e profissionais no desenvolvimento desse tipo de atividade permitiu àquele ex-estagiário tímido trabalhando com mapas impressos colecionar um acervo valiosíssimo. Trata-se de um conjunto de pontos críticos, erros recorrentes e falhas de compreensão que frequentemente ocorrem. Todos esses pontos foram considerados na elaboração do livro.

O esforço despendido para transformar toda essa motivação e ideias para o formato concreto deste livro não foi pequeno. Mas esse esforço foi realizado de forma extremamente prazerosa. A satisfação maior, contudo, é saber que esta obra contribui para que estudantes e profissionais continuem sua jornada de envolvimento com MDE e produtos derivados, agora de forma mais segura quanto ao que se está realizando.

Desejo a todos uma excelente leitura e um aprendizado consolidado!

Adriano Rolim da Paz

João Pessoa, Junho de 2024



Prefácio

Em fevereiro de 2000, uma das naves do programa de ônibus espacial (Space Shuttle) da Agência Espacial dos Estados Unidos (NASA) orbitava a Terra, fazendo o levantamento de dados que viriam a ser disponibilizados como o Modelo Digital de Elevação (MDE) SRTM, alguns anos depois. A disponibilização ampla do MDE SRTM, de forma gratuita, em praticamente todo o Globo, significou uma verdadeira revolução na área de recursos hídricos e em estudos de meio ambiente, de forma geral. Foi um avanço tão significativo, que levou muitos anos para ser superado por outros produtos de melhor qualidade e de mesma extensão e disponibilidade.

Naquele mesmo ano, como ele mesmo testemunha nas páginas iniciais, o então estudante de engenharia Adriano Rolim da Paz, o autor deste livro, buscava cartas topográficas impressas em papel em alguma mapoteca empoeirada em João Pessoa (PB), pois era com mapas em papel que se iniciava qualquer projeto.

Enquanto isso, também no ano 2000, eu estava desenvolvendo a primeira versão do modelo hidrológico MGB, e ainda fazia grande parte das operações de pre-processamento utilizando mapas em papel, ou MDEs globais extremamente rudimentares, como o GTOPO30, lançado alguns anos antes.

Era um tempo, não tão distante assim, penso eu, em que desenvolver qualquer trabalho de geoprocessamento exigia um razoável conhecimento dos algoritmos e dos dados. Entretanto, daquele momento em diante, ocorreu um notável desenvolvimento de toda esta tecnologia, com o surgimento de muitas bases de dados e de uma infinidade de ferramentas, cada vez mais sofisticadas e poderosas. Foi ficando cada vez mais fácil realizar as análises dos MDE necessárias aos estudos ambientais. Nesse contexto, muitos técnicos e estudantes passaram a considerar suficiente conhecer as ferramentas de software que executam determinadas tarefas, sem compreender quais são os algoritmos que estão por trás destas mesmas ferramentas.

O desenvolvimento da área também foi tão rápido que poucas pessoas tiveram o ânimo de elaborar livros sobre o assunto, tal era o risco de ficarem desatualizadas em curto período.

Por isso existem, atualmente, muitas pessoas que utilizam as operações de análise do MDE sem entender como estas análises funcionam. E quando procuram entender melhor as ferramentas que usam, estas pessoas têm dificuldades em encontrar a informação de forma organizada e confiável. É esta lacuna que o excelente livro MODELOS DIGITAIS DE ELEVAÇÃO PARA ESTUDOS AMBIENTAIS, com certeza, vai preencher.

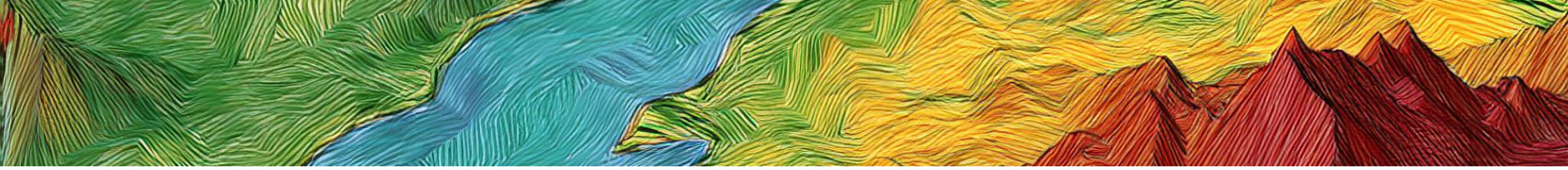
Seu autor, o Dr. Adriano Rolim da Paz, estudou profundamente os algoritmos e técnicas para extrair informações de MDE úteis em estudos ambientais. Desenvolveu métodos para obter estimativas de declividade e comprimento de rios, para aprimorar a estimativa de direções de fluxo, para combinar dados de levantamentos terrestres e batimétricos em rios e planícies, investigou formas de avaliar a qualidade da informação, entre muitas outras contribuições.

Tive o privilégio de ser parceiro de trabalho do Dr. Adriano Rolim da Paz e testemunhei o zelo e o brilhantismo com que procura realizar as suas análises e a forma acurada com que as descreve para o público e para os leitores.

Este livro é profundamente necessário e, para escrevê-lo, a ABRHidro não poderia ter encontrado melhor autor. Boa leitura e bom aprendizado!

Walter Collischonn

Porto Alegre, Agosto de 2024



Sumário

Capítulo 1: Introdução 25

1.1 Por que Modelos Digitais de Elevação para estudos ambientais? 25

1.1.1 A análise espacial como fundamento para compreender o meio ambiente 26
1.1.2 A topografia como base das relações e processos ambientais 26
1.1.3 Um mundo em intenso monitoramento 27
1.1.4 Modelos Digitais de Elevação: espacialidade, topografia e representação digital 28

1.2 Organização do livro 28

Capítulo 2: Dados geográficos 33

2.1 Formatos 33

2.2 Atributos 35

2.3 Simbologia 38

2.4 Temporalidade e metadados 39

2.5 Sistema Geodésico de Referência 40

2.5.1 Definição e propósito de um sistema geodésico de referência 40
2.5.2 Formas de representar a superfície terrestre: superfície geométrica e superfície geoidal 41
2.5.3 Datum geodésico 43
2.5.4 Sistemas geodésicos de referência existentes 45
2.5.5 Sistema de coordenadas geográficas 46
2.5.6 Sistema de coordenadas UTM 48
2.5.7 Sistemas de coordenadas e Modelos Digitais de Elevação 50

2.6 Operações de conversão de formato de dados (vetor-raster) 51

Capítulo 3: Operações básicas com dados raster 59

3.1 Recorte de dados raster 59

3.2 Concatenação de dados raster 61

3.3 Áreas do raster 62

3.4 Estatística descritiva do raster 64

3.5 Reclassificação de dados raster ... 66
3.6 Histograma de frequência ... 68
3.7 Mudança de resolução espacial ... 71
3.8 Aritmética de rasters ... 74
3.9 Operações aritméticas entre rasters e escalares ... 76
3.10 Aplicação de funções matemáticas ... 78
3.11 Perfil ao longo do espaço ... 79
3.12 Cruzamento entre rasters ... 81
3.13 Filtragem espacial ... 82
3.13.1 Princípios e conceitos ... 82
3.13.2 Filtros de suavização ... 83

Capítulo 4: MDE: conceitos, fontes de dados e preparação ... 89

4.1 Formas de representação digital da topografia ... 89
4.2 O que é um Modelo Digital de Elevação ... 90
4.3 Modelo Digital de Superfície versus Modelo Digital do Terreno ... 92
4.4 Referencial vertical das elevações ... 93
4.5 Modelo Digital de Elevação hidrologicamente consistente ... 93
4.6 Resolução espacial em unidades angulares e planas ... 94
4.7 Mudança da resolução espacial ... 98
4.8 Recorte do MDE ... 103
4.9 Concatenação de imagens para obter o MDE ... 104
4.10 Filtragem de ruídos ou dados inválidos ... 104
4.11 Obtenção de dados topográficos ... 107
4.12 Dados de MDE a nível global ... 108
4.12.1 Berkofsky e Bertoni (1955) ... 111
4.12.2 Smith et al. (1966) ... 113
4.12.3 FNOC 10 ... 113
4.12.4 ETOPO ... 114
4.12.5 GGTOPO ... 115
4.12.6 TUG-87 ... 115
4.12.7 OSUJAN89 ... 115
4.12.8 TERRAINBASE ... 115
4.12.9 JGP95E ... 116
4.12.10 GTOPO30 ... 116
4.12.11 Bamber e Muller, 1998 ... 117
4.12.12 GLOBE ... 117
4.12.13 ACE GDEM ... 117

4.12.14 DTM2002 118
4.12.15 SRTM DEM 119
4.12.16 GETASSE30 120
4.12.17 GMTED2010 121
4.12.18 ASTER GDEM 121
4.12.19 ALOS AW3D 122
4.12.20 EARTH2014 123
4.12.21 TANDEM-X 123
4.12.22 ALOS PALSAR 124
4.12.23 EARTHENV-DEM90 125
4.12.24 BARE EARTH SRTM DEM 125
4.12.25 MERIT DEM 126
4.12.26 Zhao et al. (2018) 127
4.12.27 NASADEM 127
4.12.28 COPERNICUS DEM 128
4.12.29 FABDEM 128
4.13 Dados de MDE para áreas costeiras 129
4.14 MDE regional para a América do Sul 129
4.15 Dados de MDE obtidos por levantamento LiDAR 130

Capítulo 5: Caracterização básica do relevo 135

5.1 Estatística descritiva 135
5.2 Curvas de nível 136
5.3 Classificação do terreno 139
5.4 Histograma de frequências das elevações 140
5.5 Curva hipsométrica 140
5.5.1 Conceito e interpretação 140
5.5.2 Elaboração a partir do MDE 141
5.5.3 Curva hipsométrica adimensional 143
5.6 Perfis topográficos transversais 145
5.7 Seções transversais de rios com planícies de inundação 147
5.7.1 Dificuldades e limitações para seções transversais extraídas de MDE 147
5.7.2 Combinação de dados de campo e de MDE 149
5.7.3 Dificuldades para combinar dados de campo e de MDE 150
5.8 Declividade da superfície 152
5.8.1 Definição e forma de obtenção 152
5.8.2 Classificação do tipo de relevo em função das declividades 155
5.8.3 Análise de aptidão agrícola em função das declividades 156
5.9 Aspecto 157
5.10 Sombreamento 159
5.11 Curvatura 160

Capítulo 6: Direções de fluxo 163

6.1 Definição e tipos de abordagem 163
6.2 Abordagens de direções simples D8 e D4 164
6.3 Abordagem de direções múltiplas 165
6.4 Codificação 166
6.5 Tratamento de pixels de borda 169
6.6 Regra da maior declividade 170
6.6.1 Definição e visão geral 170
6.6.2 Situações não resolvidas pela regra da maior declividade 172
6.6.3 Tratamento especial para situações específicas 175
6.7 Depressões do terreno 175
6.7.1 Ocorrência e tipos de depressões do terreno 175
6.7.2 Abordagens para tratamento das depressões do terreno 176
6.7.3 MDE sem depressões do terreno 178
6.8 Áreas planas e áreas com empates entre declividades máximas 181
6.8.1 Origem das áreas planas em um MDE 181
6.8.2 Empates entre direções de fluxo candidatas 182
6.8.3 Abordagens para resolver áreas planas e de empates entre direções candidatas 183
6.9 Algoritmos eficientes para remoção de depressões e/ou atribuição de direções de fluxo 185
6.9.1 Por que o custo computacional pode ser elevado? 185
6.9.2 Situações que demandam enormes quantidade de dados a processar 186
6.9.3 Fatores que elevam o custo computacional 187
6.9.4 Consequências do elevado custo computacional 188
6.9.5 Listagem de algoritmos eficientes computacionalmente 189

Capítulo 7 Rede de drenagem 190

7.1 Áreas acumuladas de drenagem 191
7.2 Algoritmos eficientes para cálculo de áreas acumuladas de drenagem 194
7.3 Rede de drenagem derivada do MDE 196
7.3.1 Caminhos de fluxo versus rede de drenagem 196
7.3.2 Representação da rede de drenagem em formato raster 196
7.3.3 Onde começam os rios? 196
7.3.4 Início dos rios a partir de uma área mínima de drenagem acumulada 198
7.3.5 Início dos rios considerando área mínima de drenagem e extensão mínima do trecho de rio 198
7.3.6 Definição dos parâmetros Amín e Lmín 199
7.3.7 Início da rede de drenagem a partir da relação entre área de drenagem e declividade 201
7.3.8 Outras abordagens para identificação do início da rede de drenagem 201
7.4 Rede de drenagem vetorial 201
7.5 Discretização da rede de drenagem 203
7.6 Comprimento dos trechos de rio 203
7.7 Declividade dos trechos de rio 204

7.8 Sinuosidade dos trechos de rio 205
7.9 Perfil topográfico longitudinal 206
7.9.1 Formas de obtenção do perfil longitudinal a partir do MDE 206
7.9.2 Perfil longitudinal com distâncias contabilizadas desde jusante 207
7.9.3 Influência de lagos e barragens em perfis longitudinais derivados do MDE 208
7.9.4 Perfil longitudinal adimensional 210
7.10 Pré-processamento do MDE para incorporar rede de drenagem existente (stream burning) 210
7.10.1 Divergência entre rede de drenagem vetorial existente e a rede derivada do MDE 210
7.10.2 O conceito de stream burning 212
7.10.3 Abordagens de stream burning 213
7.10.4 Qualidade da rede de drenagem vetorial usada para o stream burning 214
7.11 Mudança de escala na rede de drenagem 216
7.11.1 Abordagem via degradação do MDE 216
7.11.2 Abordagem de upscaling de direções de fluxo 219
7.11.3 Métodos de upscaling de direções de fluxo 220
7.11.4 O algoritmo COTAT+ 220
7.11.5 Upscaling com mudança gradual de resolução espacial 224

Capítulo 8: Bacias hidrográficas 227

8.1 Delimitação a partir do MDE 228
8.1.1 Base conceitual 228
8.1.2 Processamento do MDE para delimitar uma bacia hidrográfica 229
8.1.3 Escolha do pixel exutório 231
8.2 Área de drenagem 233
8.3 Perímetro 234
8.4 Densidade de drenagem 234
8.5 Índices geomorfológicos 235
8.6 Ordem dos cursos d'água 236
8.7 Divisão automática em sub-bacias 237
8.7.1 Critério das confluências 237
8.7.2 Critério das confluências com restrição de tamanho 239
8.7.3 Critério Pfafstetter (Ottobacias) 239

Capítulo 9: Lago formado pela construção de um reservatório 243

9.1 Área do lago formado pela barragem 244
9.2 Volume do lago formado pela barragem 248
9.3 Curva cota-área-volume de uma área inundada 252

Capítulo 10: Distâncias relacionadas ao fluxo da água 257

10.1 Distância até a rede de drenagem em linha reta (euclidiana) 257
10.2 Distância até a rede de drenagem ao longo dos caminhos de fluxo 260

10.3 Distâncias ao longo dos caminhos de fluxo até o exutório 262
10.4 Distâncias ao longo dos caminhos de fluxo desde o início de fluxo 264
10.5 Distâncias ao longo da rede de drenagem desde as cabeceiras 266
10.6 Distâncias ao longo da rede de drenagem desde o exutório 268

Capítulo 11: Ìndices topográficoes - parte 1: elevações relativas à vizinhança e rugosidade do terreno 271

11.1 Índice de posição topográfica (TPI) 272
11.2 Índice de posição topográfica referido à mediana (TPI^{med}) 278
11.3 Percentil de elevação (EP) 280
11.4 Desvio relativo à elevação média (DEV) 282
11.5 Máximo desvio relativo à elevação média (DEVmax) 284
11.6 Percentual da amplitude de elevação (PER) 286
11.7 Posição topográfica relativa (RTP) 289
11.8 Índice de rugosidade do terreno (TRI) 290
11.9 Razão entre área da superfície e área planimétrica (SAPR) 293
11.10 Índice de rugosidade vetorial (VRM) 296

Capítulo 12: Índices topográficos - parte 2: convergência de fluxo, umidade do solo e inundação 301

12.1 Índice de convergência (CI) 301
12.2 Índice de umidade topográfica (TWI) 306
12.3 Depth-to-water index (DTW) 310
12.4 Wetness index based on landscape position and topography (WILT) 313
12.5 Stream Power Index (SPI) 316
12.6 Sediment transport index (STI) 319
12.7 Height Above Nearest Drainage (HAND) 320
12.7.1 Fundamentos 320
12.7.2 Determinação do HAND 321
12.7.3 Exemplo de determinação do HAND para estudo de caso real 324
12.7.4 Estimativa de áreas inundáveis a partir do HAND 325
12.7.5 Estimativa de profundidades de inundação a partir do HAND 328
12.7.6 Estimativa do volume de inundação a partir do HAND 330
12.7.7 Exemplo de aplicação do HAND para estudo de áreas inundáveis 331
12.8 Reduced dissipation per unit length index (rDUNE) 333

Capítulo 13: Índices topográficos - parte 3: proteção e exposição ao vento 339

13.1 Aspecto do terreno relativo ao vento 339
13.2 Ângulo do horizonte 343

13.3 Índice de abertura da superfície 346
13.4 Índice de proteção morfométrica (MPI) 350
13.5 Índice de exposição do terreno ao fluxo de vento inclinado 353
13.6 Pista de vento (fetch) 355
13.7 Relevo direcional (RD) 359

Capítulo 14: Qualidade, incertezas e erros associados ao processamento do MDE 365

14.1 Incertezas na obtenção do MDE 366
14.2 Incertezas no processamento do MDE 366
14.3 Relação entre tamanho do pixel e meandros dos rios 367
14.4 Relação entre tamanho do pixel e largura dos rios 369
14.5 Forma de calcular distâncias em ambiente raster 370
14.6 Como avaliar a qualidade de uma rede de drenagem? 373
14.7 O que é uma rede de drenagem de referência? 374
14.8 Abordagens de avaliação da qualidade da rede de drenagem 375
14.8.1 Inspeção visual para analisar a qualidade da rede de drenagem 375
14.8.2 Características da rede de drenagem como forma de avaliação 376
14.8.3 Erros de comissão e omissão na delimitação da bacia hidrográfica 377
14.8.4 Distância média da delimitação da bacia hidrográfica 380
14.8.5 Distância média entre traçados da rede de drenagem 382
14.8.6 Percentagem dentro do buffer ao redor da rede de referência 384
14.9 Impactos de erros na rede de drenagem para estudos hidrológicos 387
14.9.1 Erros no traçado e posicionamento espacial da rede de drenagem 388
14.9.2 Erros na definição de início da rede de drenagem 390
14.9.3 Erros no comprimento dos trechos de rio 391
14.9.4 Erros na declividade dos trechos de rio 392
14.9.5 Erros na delimitação da bacia de drenagem 393

Referências bibliográficas 399

Capítulo 1

Introdução

1.1 Por que Modelos Digitais de Elevação para estudos ambientais?

A motivação de analisar, processar e trabalhar com Modelos Digitais de Elevação para o desenvolvimento de estudos ambientais é muito ampla, mas poderia ser particularizada para áreas do conhecimento específicas, como hidrologia, ecologia, agronomia ou energias renováveis, por exemplo. Ao nível mais geral da área ambiental, pode-se resumir essa motivação estabelecendo um raciocínio lógico fundamentado em três argumentos básicos (Figura 1.1):

i) A análise espacial é fundamental para compreender o meio ambiente

ii) A topografia é a base das relações e processos ambientais

iii) O mundo está em intenso monitoramento

Nos subitens seguintes, cada um desses argumentos é discutido, de modo a formar uma narrativa que direciona o leitor a estabelecer uma linha mestra de conexão dos Modelos Digitais de Elevação como elemento base para os estudos ambientais.

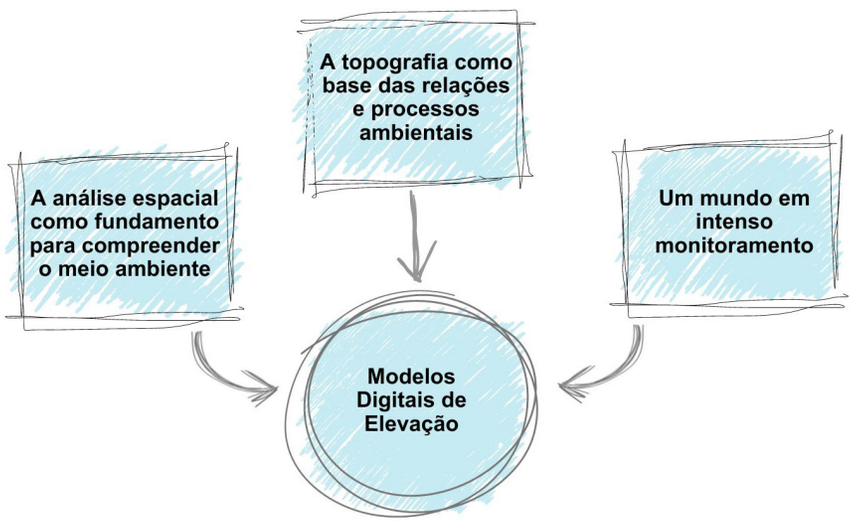


Figura 1.1 - Três aspectos primordiais para impulsionar a aplicação de Modelos Digitais de Elevação em estudos ambientais.

1.1.1 A análise espacial como fundamento para compreender o meio ambiente

O meio ambiente é espacial. Tudo o que ocorre em um determinado ponto no meio ambiente é resultante do seu entorno. Todos os processos, fenômenos, características e fatores ambientais em um ponto são explicados, influenciados e governados pelo o que ocorre no espaço ao redor do ponto. Pode-se considerar esse espaço como uma área de influência no entorno do ponto. Mas essa área de influência não tem delimitação claramente definida, pois os aspectos ambientais relacionados ao ponto atuam sob diferentes escalas espaciais, interagindo entre si e de forma variável ao longo do tempo.

Para cada processo, fenômeno ou característica ambiental que se quer analisar, as escalas espaciais e temporais de análise são específicas e não uniformes espacialmente. Apesar dessas variações e indefinições, o aspecto categórico é que as múltiplas escalas espaço-temporais de inúmeros fatores ambientais condicionam o meio ambiente como ele se apresenta.

Conhecer e compreender o funcionamento do meio ambiente requer, incondicionalmente, estudar a variabilidade espacial de diversas variáveis e identificar os padrões espaço-temporais associados. Isso está alinhado aos conceitos estabelecidos na chamada Ciência do Onde (ou The Science of the Where, na expressão em inglês), termo cunhado por Jack Dangermond, fundador da Environmental Systems Research Institute (ESRI), empresa desenvolvedora de softwares de Sistemas de Informações Geográficas (SIG).

A ideia central da Ciência do Onde é que a espacialidade deve ser incorporada para adequadamente analisar e compreender fenômenos, situações e problemas complexos em áreas diversas como meio ambiente, logística e planejamento urbano. A análise espacial permite a identificação de padrões, relações e tendências que poderiam não ser prontamente percebidos com outras formas de análise.

1.1.2 A topografia como base das relações e processos ambientais

Na perspectiva da necessidade de estudar o meio ambiente espacialmente, destaca-se a topografia da superfície da Terra como condicionante básico e essencial para diversas relações, fenômenos e características ambientais.

A palavra topografia é originada do termo grego topographía, formado pela combinação de duas palavras: 'topos' e 'graphen'. O termo 'topos' significa 'lugar', enquanto 'graphen' se refere à 'descrição'. A palavra topografia tem significado de origem literal como 'descrição de um lugar'. Pode-se entender de forma mais ampla que topografia se refere à representação de uma porção limitada da superfície terrestre.

A variabilidade espacial da topografia condiciona, por exemplo, a ocorrência de diferenças de temperatura e umidade do ar e diferenças no grau de exposição à radiação solar e à ação do vento. A variação desses fatores contribui para a formação de microclimas, que por sua vez influenciam a distribuição espacial de espécies de seres vivos e as características dos solos.

A exposição à radiação solar e aos ventos em função das características topográficas interfere no potencial de aproveitamento de energia solar e energia eólica, respectivamente. A influência da topografia sobre a ação do vento também tem efeito relevante sobre a dispersão de poluentes atmosféricos.

As características dos solos são influenciadas também por outros fatores relacionados à topografia, como a declividade, a conformação do relevo em termos de convexidade ou concavidade e quanto à convergência de áreas de contribuição de escoamento da água. Esses fatores influenciam a umidade do solo, a drenagem de escoamentos e repercutem

em características dos solos como conteúdo de matéria orgânica, areia e silte, profundidade, textura e disponibilidade de nutrientes.

Além do efeito dos microclimas, as características dos solos relacionadas à topografia também exercem influência em aspectos ecológicos como produtividade primária líquida, riqueza e composição de espécies vegetais e padrões espaciais de cobertura vegetal. Mas a topografia atua ainda de outras formas sobre a ecologia. Por exemplo, as características topográficas têm influência sobre a dificuldade de movimentação de espécies no ambiente, a capacidade do habitat de prover abrigo contra condições meteorológicas extremas e a capacidade do habitat de propiciar a fuga de predadores ou de facilitar a predação, o que contribui também para a variabilidade espacial da diversidade de espécies.

Na parte agronômica, além dos microclimas e das características dos solos, a topografia condiciona também aspectos da aptidão agrícola relacionados ao manejo da lavoura, como a irrigação, adubação e mecanização da colheita.

A questão topográfica é primordial, ainda, para os estudos hidrológicos, já que a movimentação da água na superfície é regida principalmente pela força gravitacional. Associadas à dinâmica dos escoamentos da água vem questões de qualidade da água em corpos d'água e os estudos dos processos de erosão da superfície e de transporte de sedimentos, altamente influenciados pelas características topográficas.

A topografia é fator condicionante inclusive para análises de riscos a desastres naturais. O deslizamento de massas é influenciado pelas declividades das encostas e pela quantidade de área de contribuição de escoamentos. Diversos fatores associados à topografia contribuem também para a ocorrência de inundações.

Diferentes relações da topografia com questões ambientais foram enumeradas, mas são apenas amostras da imensidão de associações que poderiam ser traçadas. As características topográficas estão intrinsicamente associadas às demais características do meio ambiente e contribuem de forma essencial para a compreensão do funcionamento e diversidade espacial das paisagens, relações e processos ambientais.

1.1.3 Um mundo em intenso monitoramento

Desde o período da Guerra Fria, nas décadas de 1950 e 1960, satélites têm sido lançados para a órbita terrestre e tem sido realizada a aquisição de dados de observação da Terra de forma remota, configurando o que se entende por sensoriamento remoto orbital. A evolução dos sensores remotos orbitais, da capacidade de aquisição de dados, da qualidade desses dados e da diversificação de variáveis observadas em diferentes áreas do conhecimento foi expressiva desde então e continua sendo incrementada.

Há uma verdadeira riqueza de dados obtidos por sensoriamento remoto, a qual continua se expandindo. Mais variáveis e processos vem sendo monitorados e com maior detalhamento espacial e temporal. Dados têm sido coletados e disponibilizados acerca das condições atmosféricas e climáticas, uso e ocupação da terra, cobertura vegetal, oceanos, corpos d'água e assentamentos urbanos, por exemplo. Nunca o mundo esteve em tão intenso nível de monitoramento ambiental. E esse nível só tende a aumentar.

Um dos tipos de dados obtidos por sensoriamento remoto orbital é a topografia. Desde a década de 2000, diversos produtos têm sido disponibilizados com dados topográficos de abrangência praticamente global e resolução espacial inferior a 100 metros. Isso provocou uma verdadeira revolução em termos da facilidade e agilidade de caracterizar a topografia de áreas em qualquer localidade geográfica, incluindo regiões de difícil acesso.

1.1.4 Modelos Digitais de Elevação: espacialidade, topografia e representação digital

Os dados topográficos adquiridos por sensores remotos orbitais são disponibilizados usualmente na forma de um Modelo Digital de Elevação (MDE) do tipo raster (matriz de dados). Diversos MDEs com abrangência praticamente global têm sido disponibilizados, com destaque para aqueles produzidos desde a década de 2000. São inúmeras vantagens que impulsionam o uso desses MDEs.

De um lado, tem-se aspectos vantajosos intrínsecos a esse formato de representação topográfica que é um MDE do tipo raster: relativa facilidade de processar os dados, de automatizar esse processamento, de realizar cruzamentos com outros dados matriciais e de gerar análises com o desenvolvimento de algoritmos computacionais especialistas disponíveis nos softwares de SIG. Esses softwares têm cada vez mais incrementado as interfaces gráficas do usuário, tornando mais fácil a operação, ao mesmo tempo que ocorre a maior oferta e difusão de materiais instrucionais de apoio.

Por outro lado, há vantagens particulares dos MDEs oriundos dos levantamentos globais orbitais: a disponibilidade gratuita e de fácil acesso; a abrangência global (ou quase); a padronização dos dados; a facilidade de manuseio; a ampla descrição dos produtos; a existência de resultados na literatura com validação, análises de precisão e outros estudos a partir desses dados; a aceitação da comunidade científica.

Um MDE, portanto, reúne as vantagens de representar a espacialidade necessária para estudar o meio ambiente (constituindo-se de uma representação de uma variável chave para compreender o meio ambiente, que é a topografia), com a conveniência e praticidade de ser uma representação digital na forma matricial geograficamente referenciada. Isso justifica plenamente a larga aplicabilidade de MDEs nos estudos ambientais em diversas áreas do conhecimento.

1.2 Organização do livro

Este livro está organizado em 14 capítulos. Este Capítulo 1 apresenta fundamentos conceituais que justificam a relevância de estudar Modelos Digitais de Elevação para quem atua na área ambiental.

No Capítulo 2 e Capítulo 3, são apresentados conceitos e fundamentos em geoprocessamento necessários para o adequado aprendizado a respeito dos conceitos e métodos de processamento de Modelos Digitais de Elevação, abordados nos demais capítulos. O Capítulo 2 trata das características dos dados geográficos, enquanto o Capítulo 3 descreve como funcionam as principais operações envolvendo dados no formato raster, que é o formato principal de MDEs.

Não se intenciona, com esses dois capítulos preliminares, cobrir todos os aspectos básicos de geoprocessamento. Recomenda-se, para isso, consultar livros elaborados com esse propósito específico. Aqui, traz-se a essência da temática, oferecendo ao leitor a oportunidade de aprendizado direcionado e servindo como fonte de consulta para uma revisão objetiva. Para o leitor não tão familiarizado com geoprocessamento, mas interessado em aprender sobre MDEs, os Capítulos 2 e 3 servem para formar uma base de conteúdos mínimos para o entendimento dos conceitos e métodos abordados nos capítulos seguintes, relacionados especificamente a MDE.

Mesmo o leitor que já tem certa experiência anterior em geoprocessamento é convidado a estudar os Capítulos 2 e 3 antes de mergulhar especificamente na temática dos MDEs. Esse tipo de leitor pode se beneficiar desses dois capítulos por um ou mais destes quatro motivos, ao menos: i) reforço de conteúdos que ele já trabalha; ii) aprofundamento em itens específicos que ele desconhecia; iii) eventual correção de entendimento, quando o leitor achava que compreendia mas, na verdade, tinha o conhecimento superficial ou equivocado; iv) adequação de terminologia, visto que há leitores com

diferentes formações e há materiais diversos na área de geoprocessamento com certa variação entre termos empregados por diferentes autores.

Do Capítulo 4 em diante, a temática abordada envolve diretamente o MDE. Em cada capítulo, são descritos conceitos e métodos e apresentados diversos exemplos reais de aplicação, tomando áreas ou bacias hidrográficas brasileiras. Alia-se o conhecimento teórico, o entendimento de como funciona cada operação de processamento do MDE e um exemplo de interpretação de resultado real.

O Capítulo 4 apresenta ao leitor os fundamentos principais acerca dos MDEs, como conceitos envolvidos, características e descrição de diversas fontes de dados globais ou quase-globais. Nesse capítulo, também são descritas as operações básicas de preparação de um MDE, como recorte, concatenação e filtragem espacial.

No Capítulo 5, o foco é como um MDE pode ser usado para a caracterização básica do relevo. São abordadas questões como a elaboração de curvas de nível, curva hipsométrica e perfis topográficos transversais. Também são descritos outros produtos derivados do MDE, como declividade da superfície, aspecto, sombreamento e curvatura.

O Capítulo 6 trata especificamente das direções de fluxo, que indicam qual o caminho de fluxo que a água percorre pixel a pixel. Esse é um produto derivado do MDE considerado base para diversos outros produtos. São descritos os principais métodos utilizados para gerar as direções de fluxo e as dificuldades envolvidas, principalmente relacionadas à remoção de depressões do terreno e ao tratamento de áreas planas.

No Capítulo 7, o foco é a rede de drenagem. São apresentados conceitos e métodos para a obtenção de áreas acumuladas de drenagem e para a definição da rede de drenagem propriamente dita. Descreve-se, também, como obter características como comprimento, declividade e sinuosidade de trechos de rio, além do perfil topográfico longitudinal. Na parte final desse capítulo, abordam-se dois tópicos especiais. O primeiro é como incorporar uma rede de drenagem vetorial existente para melhorar o processamento do MDE, procedimento conhecido por stream burning. O segundo tópico é como fazer a mudança de escala da rede de drenagem, para obter esse plano de informação em resoluções espaciais mais grosseiras do que a resolução do MDE.

O Capítulo 8 abrange a caracterização de bacias hidrográficas, envolvendo a delimitação, discretização em sub-bacias por diferentes métodos e o levantamento de área, perímetro, densidade de drenagem e outras informações.

O Capítulo 9 aborda uma questão mais específica, que é o uso de MDE para estimar a área e o volume de um lago formado pela construção de um reservatório. Mostra-se também como elaborar a curva cota-área-volume desse reservatório.

O Capítulo 10 aborda a contabilização de distâncias relacionadas ao fluxo da água, como distâncias até a rede de drenagem e distâncias ao longo da rede de drenagem, com diferentes enfoques.

Os Capítulos 11, 12 e 13 apresentam diversos índices topográficos, que são atributos derivados do processamento do MDE que procuram relacionar a variação espacial da topografia para ajudar a explicar diferentes padrões e processos em diferentes áreas, como hidrologia, ecologia, geografia e energias renováveis, por exemplo.

O Capítulo 11 reúne dez índices topográficos com dois enfoques: a análise das elevações relativamente à vizinhança de cada pixel e a questão de rugosidade do terreno. No Capítulo 12, são descritos oito índices topográficos que envolvem a questão de convergência de fluxo e/ou influência da topografia sobre a umidade do solo e propensão à inundação. O destaque desse capítulo é o índice HAND, com exemplo de aplicação desse atributo para a estimativa de áreas inundáveis. O Capítulo 13 descreve sete índices topográficos voltados a caracterizar o terreno quanto à proteção e exposição à ação do vento.

No Capítulo 14, trata-se da questão de erros e incertezas associados ao processamento do MDE. Discute-se como avaliar a qualidade de uma rede de drenagem, com a descrição de diferentes métodos e métricas usados para tal finalidade. Aborda-se, também, os tipos de impactos que erros em alguns produtos derivados do MDE podem causar em estudos hidrológicos.

Capítulo 2

Dados geográficos

Trabalhar com Modelos Digitais de Elevação e produtos derivados significa lidar com dados geográficos. Mas o que caracteriza os dados geográficos? O que os define? Esse é o foco principal deste capítulo, que descreve também os formatos nos quais esses dados são representados, discute aspectos principais de simbologia dessa representação e conceitos associados, como temporalidade, sistemas de projeção e referência. Uma atenção particular é dada às operações de conversão de formato de dados, passando de vetor para raster e vice-versa, e as implicações envolvidas.

Esses fundamentos são conhecimentos básicos para quem trabalha com SIG e geoprocessamento. A compreensão adequada deles é essencial para evitar equívocos no processamento de Modelos Digitais de Elevação e nas análises combinadas com outros tipos de dados.

2.1 Formatos

Simplificadamente, um dado geográfico pode ser compreendido como um subtipo de dado espacial, isto é, um dado ao qual está associada uma dimensão espacial e essa espacialidade está relacionada à localização geográfica, na superfície da Terra. Mas, como representar espacialmente um dado geográfico? Essa é uma característica fundamental desse tipo de dado, que é a forma como ele se apresenta visualmente, como o enxergamos quanto a sua geometria, posicionada sobre sua localização.

Há duas formas principais de como é possível armazenar e representar espacialmente os dados geográficos: a forma vetorial e a forma matricial. Na vetorial, tem-se as feições geométricas dos tipos ponto, linha e polígono (Figura 2.1). Os pontos são os elementos mais básicos da forma vetorial e, a partir deles, tem-se as representações em linhas e polígonos.

As linhas são segmentos de retas definidos pelos vértices (pontos) que os unem. Os polígonos são segmentos de retas formando elementos fechados de áreas. Cada polígono é um conjunto de linhas cuja disposição espacial forma um elemento de área. Os pontos, linhas ou polígonos de um vetor são também referidos genericamente como feições da camada de dados vetorial. No exemplo da Figura 2.2, tem-se um vetor de pontos com 10 feições, um vetor de linhas com uma feição (essa feição tem quatro vértices e três segmentos de retas) e um vetor de polígonos com duas feições (uma feição com 8 vértices e outra com 6 vértices, havendo três vértices espacialmente coincidentes entre as duas feições).

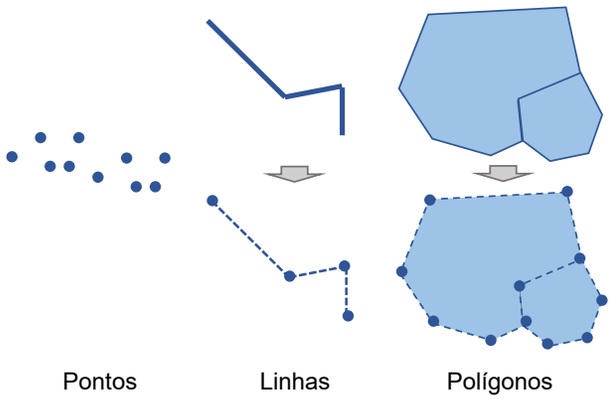


Figura 2.1 - Tipos de dados geográficos em formato vetorial: pontos, linhas e polígonos.

A forma matricial, como diz o próprio nome, é a representação por meio de uma matriz, e é mais comumente referida como um raster, ou simplesmente uma imagem. Cada elemento desse raster é chamado de pixel, com dimensão (d) ao longo da imagem – que é a chamada resolução espacial da imagem (Figura 2.2).

Em um raster, os pixels estão organizados em um conjunto de linhas (NL) e colunas (NC), o qual define o tamanho da matriz. Na área ocupada por cada pixel, a informação armazenada é apenas uma, que é o valor da matriz nesse elemento. Em outras palavras, assume-se que a variável representada no raster é uniforme espacialmente ao longo da área do pixel. No exemplo da Figura 2.2, o pixel em destaque tem valor 2, então nesse raster esse é o valor representado para toda a área abrangida por esse pixel.

Para ser um dado geográfico, a matriz precisa ter coordenadas geográficas. Uma forma de armazenar essa informação é simplesmente guardando as coordenadas dos vértices da matriz (Xmín, Xmáx, Ymín, Ymáx). Na verdade, basta saber a coordenada de um dos vértices e, a partir dessa informação e da quantidade de linhas e colunas e do tamanho do pixel, pode-se deduzir as coordenadas dos demais vértices da imagem. Analogamente, sabe-se por esse procedimento as coordenadas dos vértices de qualquer pixel da imagem.

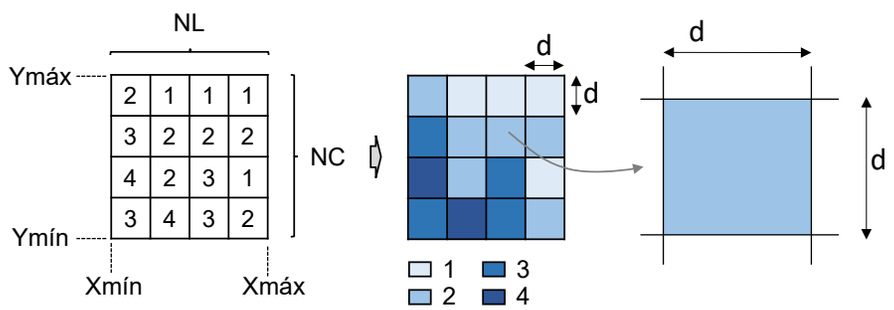


Figura 2.2 - Características principais de um raster: número de linhas (NL), número de colunas (NC), resolução espacial (d) e abrangência geográfica definida pelas coordenadas Xmín, Xmáx, Ymín e Ymáx, com detalhe em zoom para um pixel.

2.2 Atributos

Os dados geográficos podem ser vetoriais ou matriciais. Mas, o que está sendo representado nesses dados? São os atributos dos dados, os quais representam a principal característica não-espacial dos dados geográficos. Na forma vetorial, os atributos são associados aos elementos geométricos que compõem esses dados (Figura 2.3). Por exemplo, um vetor do tipo pontos pode se referir a locais de amostragem do solo, tendo como atributos variáveis como pH, teor de argila, textura, infiltração de água no solo, tipo de solo e data da coleta (Tabela 2.1). Nessa tabela, cada linha representa um ponto do vetor. Esse vetor tem oito atributos (também chamados de campos), associados a cada um dos cinco pontos. Uma característica muito relevante dos dados vetoriais é poder armazenar e trabalhar com diversos atributos simultaneamente, ao contrário dos dados matriciais, como visto adiante.

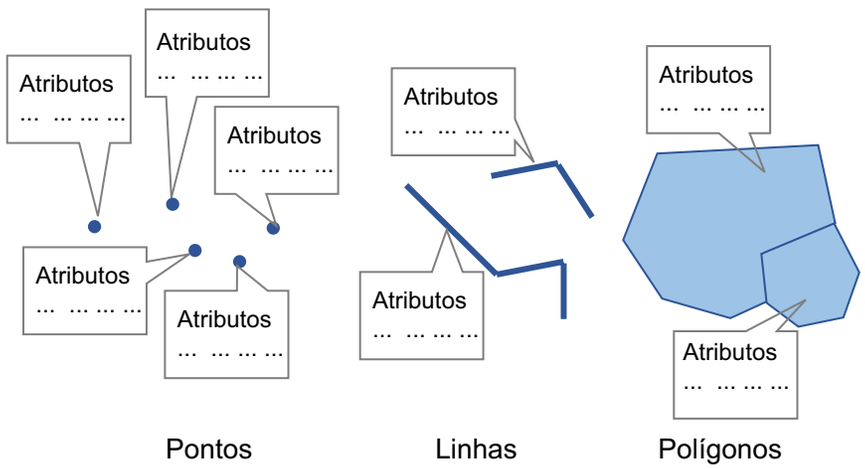


Figura 2.3 - Atributos associados a um vetor de pontos com 5 feições, a um vetor de linhas com 2 feições e a um vetor de polígonos com 2 feições.

Os atributos podem ser grandezas quantitativas, como o pH, o teor de argila e a infiltração de água no solo no exemplo da Tabela 2.1. No caso desses três campos, o valor do atributo é numérico e indica a quantidade ou intensidade daquele atributo em uma determina escala de magnitude. Um teor de argila de 40% representa o dobro de um teor de argila de 20%, por exemplo. Os atributos numéricos quantitativos podem seguir o formato de números inteiros (integer) ou de números com casas decimais (float).

Porém, atributos numéricos podem não representar valores em uma escala de magnitude e, sim, apenas a distinção entre classes. Nesse caso, esses números funcionam como meros rótulos. Por exemplo, no vetor de pontos mencionado, existe um campo referente ao código da textura do solo. São associados os valores 1, 2 ou 3 a solos de textura argilosa, arenosa ou franca, respectivamente. Trata-se de um atributo qualitativo, onde os valores representam classes. O valor 3 desse atributo não representa o triplo do valor 1, por exemplo, mas apenas indica que são de classes distintas. Nesse caso de dados qualitativos, deve-se optar por números inteiros, evitando números com casas decimais.

O primeiro campo da Tabela 2.1 é um atributo numérico qualitativo que se refere ao identificador do ponto. Todo vetor deve ter esse tipo de campo, com valores que servem como um código único que identifica e distingue cada ponto relativamente aos demais.

Tabela 2.1 - Exemplo de tabela de atributos associados a um vetor de pontos de amostragem de solos.

Identificador	pH	Teor de argila (%)	Textura (código da classe)	Textura (nome da classe)	Infiltração de água no solo (mm/h)	Tipo de solo	Data da coleta
1	6,4	39%	1	Argiloso	58	Argissolo	23/03/2000
2	6,6	12%	2	Arenoso	121	Latossolo	27/03/2000
3	6,5	41%	1	Argiloso	46	Vertissolo	12/04/2000
4	6,8	25%	3	Franca	110	Latossolo	19/05/2000
5	6,6	11%	2	Arenoso	149	Latossolo	25/05/2000

Além de atributos numéricos, os dados vetoriais podem conter também atributos textuais. No exemplo dos pontos de amostragem do solo, o quinto atributo se refere ao termo que designa a textura do solo: "argiloso", "arenoso", "franco". Um outro tipo de atributo é o que segue o formato de data, como o atributo data da coleta no exemplo em questão. Dada essa amplitude de formatos e tipos de dados permitidos, usa-se a expressão dados alfanuméricos para relacionar os dados que podem ser trabalhados no formato vetorial.

No vetor de linhas, os atributos são especificados para cada conjunto sequencial de segmentos de reta que geometricamente estão conectados, constituindo um elemento individual de linha, ou feição. No exemplo da Figura 2.3, tem-se dois elementos de linha, cada um com seu conjunto de valores de atributos. Analogamente, o vetor de polígonos tem atributos especificados para cada elemento de polígono.

O formato matricial é limitado a um único atributo, que pode assumir diferentes valores para cada pixel, e exclusivamente no formato numérico. Esse atributo numérico pode ser uma grandeza quantitativa ou qualitativa. Por exemplo, um raster do teor de argila no solo poderia ser gerado a partir da interpolação dos valores amostrados em pontos. Nesse caso, o raster tem atributo numérico quantitativo, com dados em formato numérico com casas decimais. Outro exemplo de dado quantitativo é um raster cujo atributo é a chuva média anual em cada elemento.

E o caso de o usuário querer representar as texturas do solo em um raster, ou seja, ter essa informação gravada em cada pixel de uma imagem? A solução é ter um raster cujo atributo é o valor da classe de textura ao qual pertence (valores 1, 2 ou 3, por exemplo). Isso porque um raster não pode armazenar dados textuais como os nomes de cada classe de textura de solo ("arenoso", "argiloso", "franco"). O raster com atributo sendo o número das classes de textura de solo é um exemplo de dado numérico qualitativo.

Como comentado a partir do exemplo da Figura 2.2, a representação raster também é limitada a um único valor de atributo para cada pixel. O valor que é atribuído a cada pixel em um raster é definido a partir de diversas formas, conforme as características da aquisição dessa informação por um sensor remoto ou conforme a operação de geoprocessamento realizada para gerar esse plano de informação.

Em linhas gerais, o valor atribuído ao pixel de um raster segue um desses três princípios (Fisher, 1997): a) representa o valor da variável na maior parte da área do pixel; b) representa o valor da variável em algum local sistematicamente definido internamente ao pixel (por exemplo, o centroide do pixel); c) é um valor considerado representativo da variável por algum outro critério específico.

A consideração de um único valor para cada pixel implica assumir que a variável representada pelo raster é uniforme espacialmente ao longo da área de cada pixel. Isso significa que, por conveniência e necessidade, se impõe uma divisão do espaço geográfico em uma malha de elementos regulares, com a variável representada podendo ter valores

distintos em cada elemento dessa malha, mas sendo uniforme internamente no espaço ocupado pelo elemento. Isso é, obviamente, uma considerável simplificação da realidade, já que no mundo real a variável ou fenômeno representado pode variar continuamente ao longo do espaço ocupado pelo pixel. O quanto a representação simplificada é mais ou menos próxima da realidade e o quanto tal representação é aceitável variam conforme diversos fatores, incluindo a variável ou fenômeno trabalhado, a resolução espacial adotada, as características da área de estudo e o propósito de uso dessa informação.

Quatro situações principais podem ocorrer de incompatibilidade entre a representação em pixels e a realidade (Fisher, 1997). A primeira situação é a existência de informação sub-pixel (Figura 2.4-a). Nessa situação, há elementos da realidade com dimensões inferiores ao tamanho do pixel, como uma árvore ou uma residência, no caso de um raster com dezenas ou centenas de metros de resolução espacial.

A segunda situação é quando o pixel está situado na transição de um valor da variável para outros valores (Figura 2.4-b). Por exemplo, um pixel cuja área abrange a mudança de um tipo de uso e cobertura do solo para outro (exemplo: floresta para pastagem, ou área urbana para lago), ou de um tipo de solo para outro (exemplo: latossolo para cambissolo).

O terceiro tipo de situação é a presença de elementos da realidade lineares, que perpassam a extensão dos pixels (Figura 2.4-c). Exemplos típicos são estradas ou linhas de transmissão, em rasters representativos do uso e ocupação do solo.

A quarta situação é a representação no raster de uma variável cujo valor tem variação contínua ao longo da área do pixel, como um gradiente (Figura 2.4-d). O exemplo clássico é a representação da topografia na forma de um raster. Cada pixel, individualmente, guarda uma única informação de elevação do terreno, assumindo esse valor como representativo para toda a área do pixel. Mas, na realidade, há variação topográfica gradual ao longo da área ocupada pelo pixel.

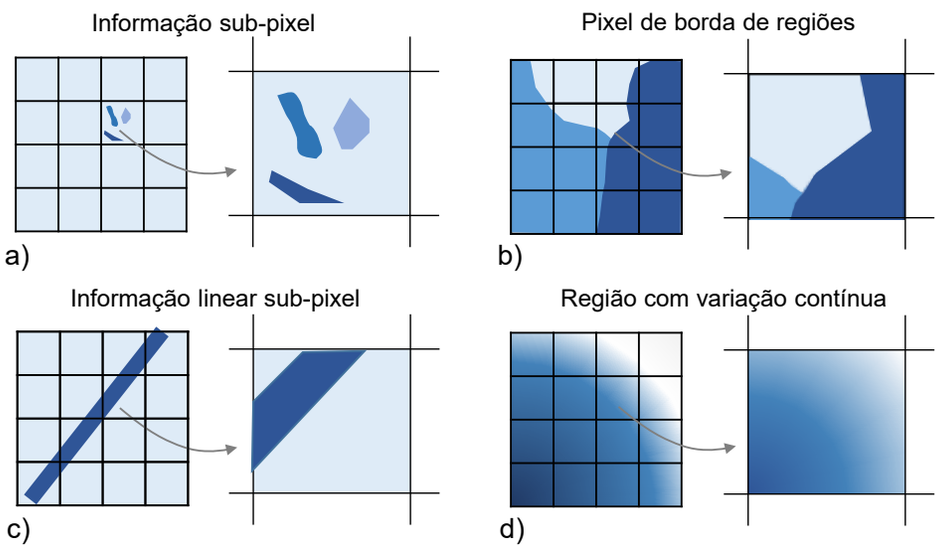


Figura 2.4 - Situações de incompatibilidade entre a representação raster e a realidade (baseado em Fischer, 1997): a) Informação sub-pixel; b) Pixel na borda de transição entre regiões; c) Informação linear sub-pixel; d) Variação contínua da variável.

2.3 Simbologia

Um vetor pode ter sua aparência ou simbologia editada para refletir algum atributo específico nele armazenado e, assim, possibilitar a identificação visual de padrões. Essa é uma das grandes utilidades dos dados geográficos. Por exemplo, os pontos referentes à amostragem do solo do exemplo tratado anteriormente poderiam ter cores e até tamanhos ou formatos variando conforme o teor de argila do solo (Figura 2.5-a), por ser uma grandeza quantitativa.

Em um vetor de linhas, como os rios de uma bacia hidrográfica, cada trecho de rio poderia assumir uma cor segundo um gradiente (ou rampa) de cores relacionado ao valor da vazão média desse trecho, também por ser uma grandeza quantitativa. Em um vetor de linhas representativo de estradas, a simbologia poderia refletir a distinção entre estradas pavimentadas e não pavimentadas (Figura 2.5-b), por se tratar de uma informação qualitativa.

Em um vetor de polígonos, como de bacias hidrográficas, cada polígono poderia ter uma cor específica para distinguir a situação de bacias com e sem comitê de bacia instituído, por exemplo. Em um vetor de polígonos representativos de lavouras, a simbologia poderia variar para diferenciar as culturas existentes (Figura 2.5-c). Ambos os exemplos se referem a grandezas qualitativas.

Deve ser observado que, como os atributos dos vetores podem ser alfanuméricos e ter múltiplos campos, a simbologia pode também indicar simultaneamente mais de um atributo, inclusive combinando grandezas quantitativas e qualitativas. Por exemplo, o vetor de pontos referentes a amostras de solo poderia manter a graduação de tamanho para se referir ao teor de argila e variar o símbolo entre círculos e quadrados para distinguir entre pontos correspondentes a amostras coletadas em dois anos distintos.

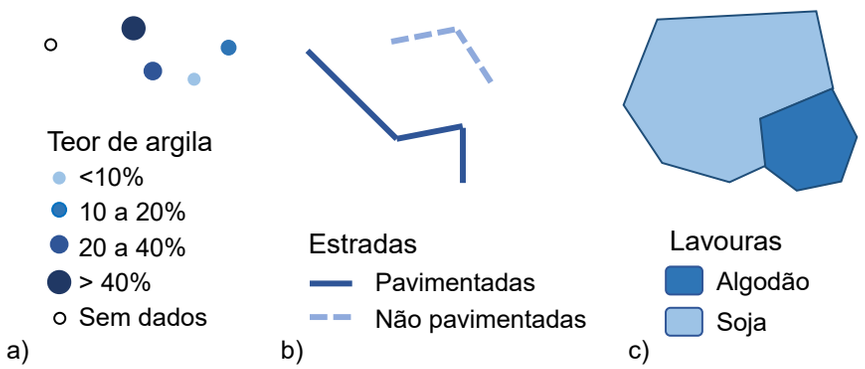


Figura 2.5 - Exemplo de simbologias associadas a a) um vetor de pontos referente a amostras de solo com atributo relacionado ao teor de argila; b) um vetor de linhas referente a estradas com atributo relativo às classes de estradas pavimentadas ou não; c) um vetor de polígonos referente a lavouras com atributo relativo à cultura de algodão ou de soja.

No dado geográfico do tipo raster, os valores da matriz podem ser associados a uma escala de cores, quantitativa ou qualitativa, para a interpretação da imagem e a identificação de padrões. Para uma grandeza quantitativa, quando o atributo varia continuamente no espaço, como a declividade do terreno, o teor de argila no solo ou a chuva média anual, a simbologia mais indicada é uma escala de cores segundo uma rampa contínua (Figura 2.6-a).

Uma grandeza quantitativa poderia ser categorizada em classes, como por exemplo faixas de valores de chuva média anual (Figura 2.6-b). Nesse caso, o raster das classes tem um atributo qualitativo, que é o número da classe (valor 1

a 5), mas as classes estão ordenadas segundo a ordem crescente das faixas de valores. A simbologia adotada é de cores específicas para cada classe, mas segundo um gradiente de cores que reflete a variação pluviométrica indicada pelas classes.

No exemplo da Figura 2.6-c, de um raster com tipos de solos, a ordem das classes não tem significado. A classe 1 ficou para os latossolos e a 3 para os litossolos, mas elas poderiam estar invertidas, por exemplo, sem prejuízo algum para o propósito da interpretação e uso da informação. Nesse tipo de raster, a interpretação é puramente qualitativa, então o mais indicado é que as cores atribuídas variem de forma aleatória segundo as classes, para não induzir à interpretação equivocada. Mas, seria possível usar tons de cores próximas para tipos de solos mais similares entre si, o que facilitaria a identificação de padrões de variabilidade espacial dos solos para alguma finalidade específica.

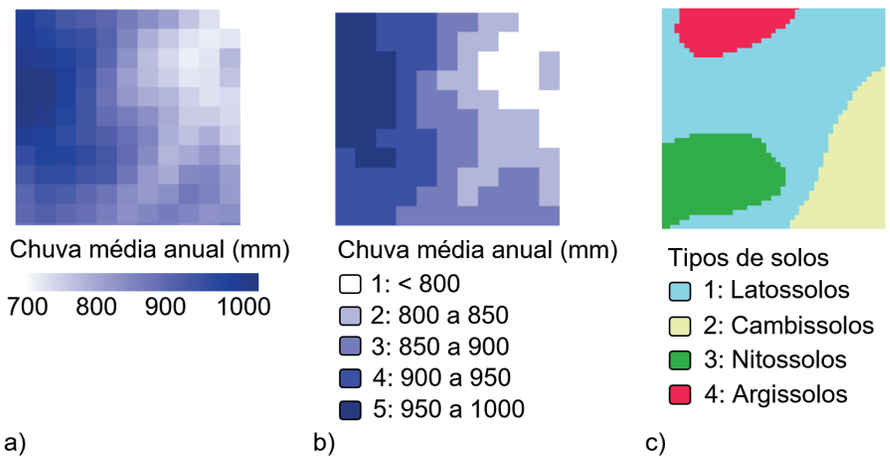


Figura 2.6 - Exemplo de simbologias associadas a a) um raster com atributo dado pela precipitação média anual; b) um raster com atributo dado por classes de diferentes faixas de chuva média anual; c) um raster cujo atributo é o tipo de solo.

2.4 Temporalidade e metadados

Outra característica muito relevante acerca dos dados geográficos é a temporalidade, isto é, a caracterização no tempo da informação geográfica. Por exemplo, quando ocorreu a amostragem dos solos ou a qual ano ou período de tempo se refere o valor de chuva representado no raster. No caso do vetor, essa informação pode estar armazenada como um dos atributos, como é o caso do exemplo ilustrado na Tabela 2.1. Nesse caso, explicitamente a informação temporal está armazenada como atributo do vetor (data da coleta).

Alternativamente, tanto para o vetor quanto para o raster, a questão temporal pode estar registrada nos metadados. Os metadados representam a documentação sobre os dados geográficos, como uma espécie de etiqueta (Figura 2.7). Outras informações como nome do técnico ou da instituição responsável pela coleta dos dados, tipo de instrumento utilizado, método usado para a coleta ou estimativa, unidade a que se referem os dados quantitativos, hora da coleta e outras descrições sobre os atributos também podem estar presentes nos metadados. Trata-se de informações úteis para melhor gerenciar e utilizar os dados geográficos, evitando confusões entre versões distintas dos dados e interpretações equivocadas.

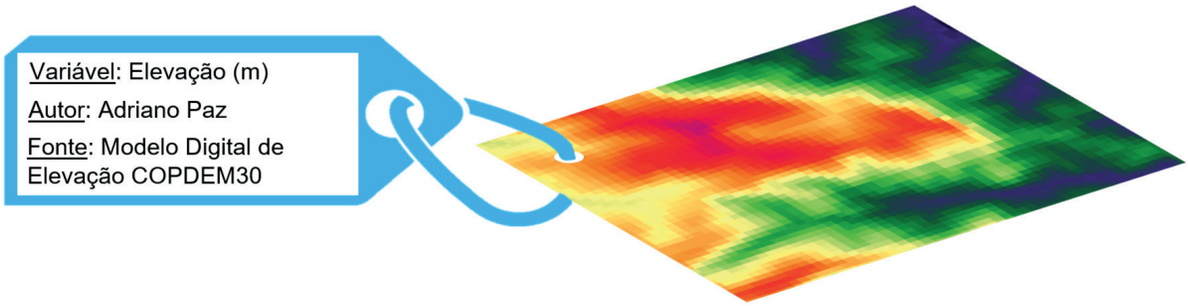


Figura 2.7 - Ilustração dos metadados de um raster como a etiqueta dos dados, no caso um raster cujo atributo é a elevação do terreno.

2.5 Sistema Geodésico de Referência

Neste item é apresentada uma síntese de conceitos e fundamentos associados a um sistema geodésico de referência, incluindo as questões de datum, sistema de coordenadas e representação da superfície terrestre, entre outros. Procura-se mostrar a essência de conhecimento relacionado aos sistemas geodésicos de referência, a qual se julga relevante no âmbito de quem trabalha com Modelos Digitais de Elevação aplicados a estudos ambientais. A abrangência e terminologia adotadas são voltadas a esse público-alvo, e podem diferir daquelas que seriam rigorosamente as mais adequadas do ponto de vista da engenharia cartográfica. Foge ao escopo deste livro a descrição completa e aprofundada desses elementos, o que pode ser encontrado em livros como o de Silva e Segantine (2015).

2.5.1 Definição e propósito de um sistema geodésico de referência

Ao trabalhar com dados geográficos, adota-se um Sistema Geodésico de Referência (SGR) para representar esses dados de forma precisa, consistente e padronizada, definindo a relação deles em um Sistema de Informações Geográficas, por exemplo, com o mundo real.

A adoção de um SGR possibilita que os dados espaciais sejam armazenados, manipulados e analisados de forma coerente, facilitando a sobreposição e o relacionamento entre os diferentes conjuntos de dados geográficos. Isso permite, ainda, que esses dados sejam projetados em mapas, convertendo a representação tridimensional da superfície terrestre sob uma forma bidimensional.

Para que um SGR seja utilizado, é necessário que ele seja definido e materializado. A definição do SGR envolve a adoção de um elipsóide de revolução para representação da superfície terrestre, a definição de datum e o estabelecimento de diversos parâmetros envolvidos. Por exemplo, devem ser definidas a origem e a orientação do SGR relativamente à Terra.

Um SGR pode ser de origem geocêntrica, quando essa origem é o centro de massa da Terra, ou não geocêntrica. No primeiro caso, a proposta é que o SGR represente de forma adequada a superfície da Terra globalmente. No segundo caso, a origem do SGR é um ponto escolhido e que se localiza na superfície da Terra. Esse ponto é usualmente referido

por vértice geodésico, sendo tal SGR do tipo topocêntrico. No sistema topocêntrico, busca-se maximizar a representação da superfície terrestre em uma determinada região.

A materialização do SGR requer o estabelecimento de um conjunto de pontos de coordenadas conhecidas que descrevem a superfície topográfica da Terra. Essa rede de pontos é conhecida como rede geodésica e é implantada e materializada com coordenadas geodésicas referidas ao elipsóide adotado no SGR.

2.5.2 Formas de representar a superfície terrestre: superfície geométrica e superfície geoidal

A superfície da Terra, também referida por superfície topográfica, é extremamente irregular e contém inúmeros detalhes que descrevem a topografia local em sua plenitude. Essa superfície topográfica é impraticável para servir como base a um Sistema Geodésico de Referência, que requer algo mais simplificado, com certo grau de abstração e generalização.

As duas principais formas simplificadas de representar a superfície terrestre são considerando a superfície geométrica ou a superfície geoidal.

A superfície geométrica se refere a uma idealização e simplificação da superfície terrestre, sob a forma geométrica de uma esfera ou de um elipsóide de revolução. No caso do elipsóide, define-se uma figura geométrica conhecida por elipse, que é equivalente a um círculo achatado nas partes superior e inferior, e faz-se essa elipse girar em torno do seu semieixo menor (Figura 2.8). Forma-se um sólido geométrico denominado elipsóide de revolução, que seria como uma esfera achatada nos polos. Por esse motivo, a superfície geométrica é também referida por superfície elipsoidal.

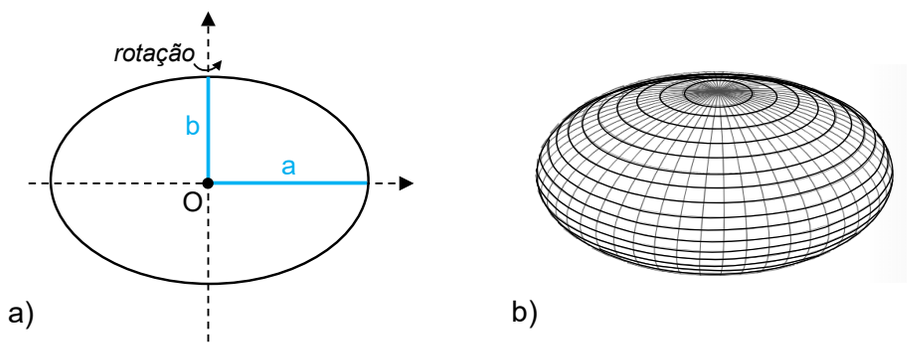


Figura 2.8 - a) Elipse de centro O e semieixo maior 'a' e semieixo menor 'b'; b) Elipsóide de revolução gerado pela rotação da elipse mostrada em a) em torno do semieixo menor.

Por essa natureza bem definida, um elipsoide de revolução possibilita determinar matematicamente sua superfície de forma relativamente simples e, consequentemente, a localização de um ponto sobre ela. Uma elipse é definida matematicamente pelos semieixos maior (a) e menor (b). A partir dessas duas grandezas, costuma-se também caracterizar uma elipse pelo achatamento (f), definido pela relação entre a diferença entre os semieixos e a extensão do semieixo maior (Equação 2.1). Quanto maior a diferença entre os semieixos maior e menor da elipse, maior o achatamento. Inversamente, quanto menor essa diferença, menor o achatamento. No limite, os semieixos são iguais e o achatamento é zero, configurando um círculo.

$$f = \frac{a - b}{a} \quad . \qquad \text{(Eq. 2.1)}$$

Existem vários elipsóides propostos como representação da superfície terrestre, definidos em função dos parâmetros semieixo maior e achatamento, como exemplificado na Tabela 2.2.

A superfície geoidal é uma superfície que representa a Terra determinada em função do campo gravitacional terrestre. A superfície de um geóide busca representar o nível médio do mar, desconsiderando efeitos de maré, ventos e outros fatores que afetam a movimentação dos oceanos, a não ser o campo gravitacional terrestre. Essa superfície é considerada equipotencial em termos do campo gravitacional e é uma representação mais realística da superfície terrestre do que a superfície elipsoidal.

Tabela 2.2 - Listagem de alguns elipsoides de revolução utilizados em Sistemas Geodésicos de Referência.

Nome	Abreviação	Características geométricas	
		Semi eixo maior a (m)	Achatamento f
Elipsóide de Clarke 1866	Clarke 1866	6.378.206	1/294,9786998214
Elipsóide de Hayford 1924	Hayford 1924	6.378.388	1/297
Elipsóide Internacional de Referência 1967	Elipsóide de Referência 1967	6.378.160	1/298,25
Geodetic Reference System 1980	GRS80	6.378.137	1/298,257222101
World Geodetic System 1984	WGS84	6.378.137	1/298,257223563

A superfície geoidal é uma superfície que representa a Terra determinada em função do campo gravitacional terrestre. A superfície de um geóide busca representar o nível médio do mar, desconsiderando efeitos de maré, ventos e outros fatores que afetam a movimentação dos oceanos, a não ser o campo gravitacional terrestre. Essa superfície é considerada equipotencial em termos do campo gravitacional e é uma representação mais realística da superfície terrestre do que a superfície elipsoidal.

A superfície geoidal tem formato bastante irregular e sua determinação é de grande complexidade, não sendo possível defini-la por uma formulação matemática. Isso limita o uso prático da superfície geoidal como superfície de referência.

Existem vários geóides propostos para representar a Terra. Um tipo de geóide dentre os mais utilizados se refere aos modelos geopotenciais disponibilizados pela National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) dos EUA, denominados EGM (Earth Gravitational Model). Até o momento da elaboração deste livro, foram desenvolvidas três versões desse tipo de geóide: EGM84, EGM96 e EGM2008, cujas siglas se referem à abreviação da expressão Earth Gravitational Model seguida dos anos 1984, 1996 e 2008, respectivamente. Essas versões foram desenvolvidas nessa sequência cronológica e se diferem entre si pela quantidade crescente de parâmetros envolvidos na sua determinação, o que tem aumentado a precisão ao longo das versões.

2.5.3 Datum geodésico

Na Geodésia, um datum ou datum geodésico pode ser entendido como a referência a partir da qual são determinadas as posições dos elementos geográficos na superfície terrestre (Silva e Segantine, 2015). A definição desse datum requer a definição de um conjunto de informações que incluem a definição da representação da superfície terrestre, a definição de um sistema de coordenadas e o estabelecimento da origem e orientação desse sistema.

O datum pode ser horizontal ou vertical. O datum horizontal é empregado como referencial para definir a posição de pontos de forma planimétrica sobre a superfície terrestre. Costuma-se definir como datum horizontal um elipsóide de revolução, dada a facilidade matemática de conceber a superfície geométrica e determinar as coordenadas de pontos sobre ela. Como visto no item anterior, existem diversos elipsóides, que diferem entre si pelas características geométricas que definem a elipse de origem.

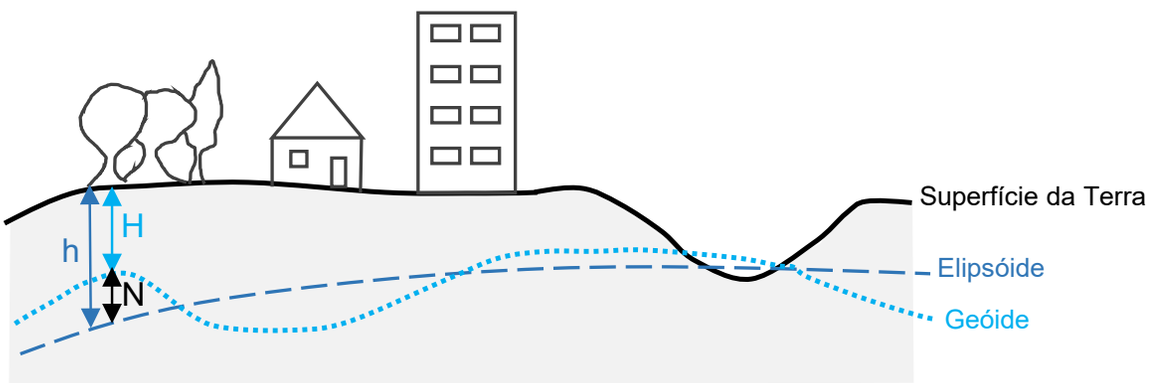
O datum vertical é utilizado como referência para definir as altitudes dos pontos. Como datum vertical, pode-se ter a superfície elipsoidal ou a superfície geoidal. Quando se adota a superfície elipsoidal, as altitudes são denominadas de altitudes geométricas ou elipsoidais. No Brasil, a norma técnica NBR 13.133 de 2021 (ABNT, 2021) modificou essa nomenclatura, se referindo à altitude medida em relação à superfície elipsoidal como a altitude geodésica. Quando se adota a superfície geoidal como datum vertical, tem-se a altitude ortométrica.

Em um determinado ponto da superfície da Terra, a diferença entre a altitude geodésica e a altitude ortométrica é chamada de ondulação geoidal (Equação 2.2).

$$h = H + N \quad . \qquad \text{(Eq. 2.2)}$$

Onde h é a altitude geodésica, H a altitude ortométrica e N a ondulação geoidal.

As superfícies de um elipsóide e de um geóide se cruzam, alternando-se qual está acima ou abaixo (Figura 2.9). Dessa forma, as ondulações geoidais podem ser positivas, quando se convencionou que o geoide está acima do elipsóide, ou negativas, quando o geoide está abaixo do elipsóide.



H: altitude ortométrica (em relação ao geóide)
h: altitude geométrica ou elipsoidal ou geodésica (em relação ao elipsóide)
N: ondulação geoidal ou altura do geóide em relação ao elipsoide

Figura 2.9 - Esquema ilustrativo das altitudes medidas em relação ao geóide e ao elipsóide, e da diferença entre elas.

A distribuição espacial da ondulação geoidal referente às diferenças entre o elipsóide WGS84 e o geóide EGM96 para todo o globo terrestre é ilustrada na Figura 2.10. As áreas em tons de laranja e vermelho tem ondulações negativas, que indicam que o geóide está abaixo do elipsóide. Em tons de verde e azul são áreas com ondulação positiva, que indica o contrário, o geóide se situa acima do elipsóide.

No território brasileiro, a ondulação geoidal entre elipsóide WGS84 e geóide EGM96 varia de -33,9 a 28,7 m (Figura 2.11). Isso significa que dados topográficos obtidos em relação ao elipsóide WGS84 e que sejam utilizados em conjunto com dados referentes ao geóide EGM96 podem apresentar discrepância de mais de 30 m de elevação entre eles, para o território brasileiro. Essa diferença tem grande variação espacial, como ilustrado na referida figura. Por exemplo, na região do município de Belém, essa grandeza varia entre -25,2 e -24,4 m, enquanto em Porto Velho os valores são positivos e com maior amplitude de variação na área do município, variando entre 7,2 e 22,3 m.

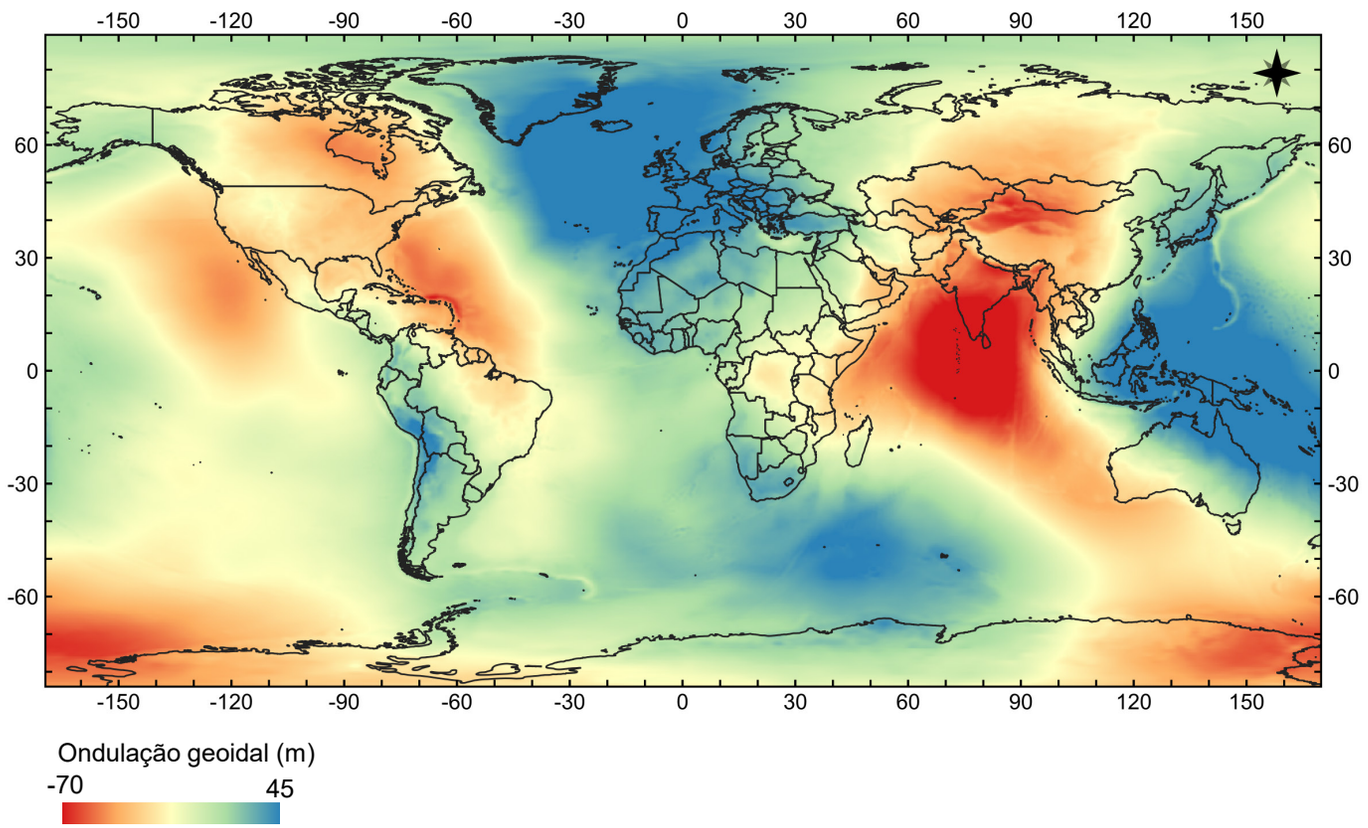
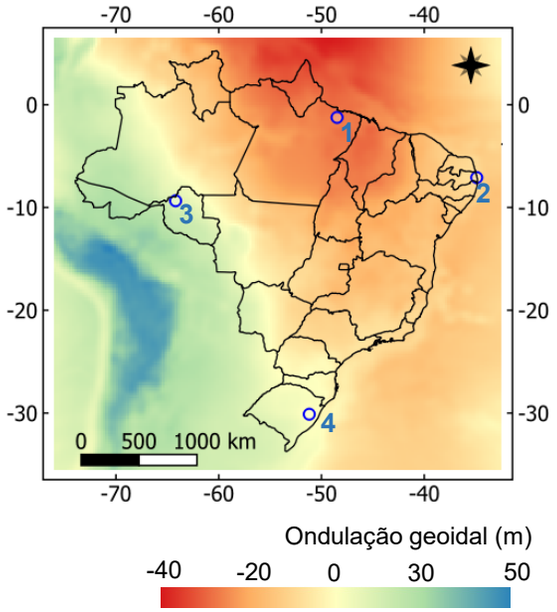


Figura 2.10 - Ondulação geoidal referente à diferença entre o elipsóide WGS94 e o geóide EGM96 sobre o globo terrestre.

Para utilizar conjuntamente dados topográficos medidos em relação a um elipsóide e a um geóide, é necessária a conversão das elevações de um referencial para o outro (Equação 2.2). Por exemplo, para o município de Porto Alegre, as altitudes medidas em relação ao geóide EGM96 devem ser somadas a um valor entre 4,5 e 5,3 m, a depender do local específico a que se referem os dados, para transformá-las em altitudes relativas ao elipsóide WGS84. Já para o município de João Pessoa, os dados medidos em relação ao geóide EGM96 precisam ser subtraídos por um valor entre 4,4 e 7,4 m para corresponderem a altitudes relativas ao elipsóide WGS84.



Município	Ondulação geoidal	
	Valor mínimo (m)	Valor máximo (m)
Belém	-25,2	-24,4
João Pessoa	-7,4	-4,4
Porto Velho	7,2	22,3
Porto Alegre	4,5	5,3

Figura 2.11 - Ondulação geoidal referente à diferença de elevação entre o elipsóide WGS84 e o geóide EGM96 para o território brasileiro e entorno, com indicação da localização dos municípios de Belém, João Pessoa, Porto Velho e Porto Alegre, e dos correspondentes valores mínimos e máximos das ondulações geoidais.

2.5.4 Sistemas geodésicos de referência existentes

Existem vários sistemas geodésicos de referência. Alguns deles são considerados mundiais, pois foram propostos de forma a representar a superfície terrestre globalmente. O maior exemplo é o sistema World Geodetic System 1984 (WGS84), o mais utilizado mundialmente. Esse sistema é geocêntrico e tem como datum horizontal o elipsóide de revolução também denominado WGS84. Na América do Norte, dois exemplos de SGR são o NAD27, topocêntrico, e o NAD83, geocêntrico, elaborado visando a substituição do anterior.

No Brasil, aproximadamente entre as décadas de 1950 e 1970 vigorou como SGR oficial o sistema topocêntrico centrado em Córrego Alegre, tendo como elipsóide de referência o de Hayford 1924. Até 2015, outros dois sistemas foram considerados oficiais no país: um baseado no SAD69 (South American Datum 1969) e outro baseado no SIRGAS2000 (Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas 2000).

O SGR brasileiro baseado no SAD69 é do tipo topocêntrico, com origem em um vértice demarcado na cidade de Uberaba-MG, denominado Chuá, e considera o Elipsóide de Referência Internacional 1967. Desde 2015, apenas o sistema baseado no SIRGAS2000 é considerado um SGR oficial no Brasil, sendo também referenciado como Sistema Geodésico Brasileiro (SGB).

O SGB SIRGAS2000 é geocêntrico e adota a superfície do elipsóide GRS80 como representação da superfície terrestre. Tanto o sistema baseado no SAD69 quanto o baseado no SIRGAS2000 têm como datum vertical o nível médio do mar baseado nas observações realizadas na baía de Imbituba, no litoral do estado de Santa Catarina.

Pela enorme semelhança de definição matemática entre os elipsóides GRS80 e WGS84, em termos práticos no âmbito de estudos ambientais, não é necessário realizar transformações de coordenadas horizontais entre o SGR WGS84 e o SGR SIRGAS2000.

Tabela 2.3 - Listagem de alguns sistemas geodésicos de referência.

Nome	Sigla	Abrangência	Origem	Elipsóide de referência	Datum horizontal
World Geodetic System 1984	WGS84	Mundial	Centro de massa da Terra	Elipsóide WGS84	WGS84
European Terrestrial Reference System 1989	ETRS89	Europeu	Centro de massa da Terra	Elipsóide GRS80	ETRS89
North American Datum 1927	NAD27	Norte-Americano	Meades Ranch (Kansas, EUA)	Elipsóide de Clarke 1866	Meades Ranch
North American Datum 1983	NAD83	Norte-Americano	Centro de massa da Terra	Elipsóide GRS80	NAD83
Sistema Geodésico Brasileiro Córrego Alegre	SGB-CA	Brasileiro	Córrego Alegre	Elipsóide de Hayford 1924	Córrego Alegre
South American Datum 1969	SAD69	Sul Americano e Brasileiro	VT-CHUÁ (Uberaba-MG)	Elipsóide Internacional de Referência de 1967	VT-CHUÁ
Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas	SIRGAS 2000	Sul Americano e Brasileiro	Centro de massa da Terra	Elipsóide GRS80	SIRGAS2000

2.5.5 Sistema de coordenadas geográficas

Existem vários sistemas de coordenadas comumente adotados nos SIGs. Um dos mais conhecidos e utilizados é o sistema de coordenadas geográficas, que trabalha as coordenadas sob a forma de graus de latitude e longitude. Por esse motivo, tal sistema é referido coloquialmente pela denominação sistema latlong.

A rigor, do ponto de vista da engenharia cartográfica, a expressão "coordenadas geográficas" se refere a coordenadas determinadas sobre uma superfície esférica de referência, valendo-se de valores angulares de arco medidos em relação a tal superfície, como explicado em Silva e Segantine (2015). Segundo os mesmos autores, quando a superfície geométrica de referência é um elipsóide, o termo correto seria "coordenadas geodésicas" ou "coordenadas geográficas geodésicas", com outros autores usando a expressão "coordenadas elipsoidais". Analogamente, a latitude e a longitude deveriam ser referidas como latitude geodésica e longitude geodésica, respectivamente.

Entretanto, por conveniência e facilidade de reconhecimento por parte da comunidade em geral que trabalha com Modelos Digitais de Elevação aplicados a estudos ambientais, neste livro se opta por manter as expressões "coordenadas geográficas" e "sistema de coordenadas geográficas" para se referir ao que é definido na engenharia cartográfica por "coordenadas geodésicas" e "sistema de coordenadas geodésicas", respectivamente. Também se opta por mencionar apenas latitude e longitude, ao que seria mais correto se referir por latitude e longitude geodésicas, respectivamente.

No sistema de coordenadas geográficas, as linhas traçadas ao longo da superfície elipsoidal unindo os polos Norte e Sul são denominadas de meridianos (Figura 2.12). As linhas traçadas perpendicularmente aos meridianos e pa-

ralelas ao plano do Equador são chamadas de paralelos. Como a superfície elipsoidal é obtida pela revolução de elipse de referência em torno do seu semieixo menor, localizado na direção norte-sul, geometricamente tem-se que os meridianos formam superfícies elípticas e que os paralelos formam círculos (Figura 2.13).

A latitude zero é definida segundo o paralelo situado no plano do Equador. Para o norte desse paralelo, tem-se as latitudes norte, por convenção consideradas de valor positivo e que assumem valores de até 90º. Para o sul do paralelo do Equador, são as latitudes sul, que assumem valores negativos por convenção, de até -90º.

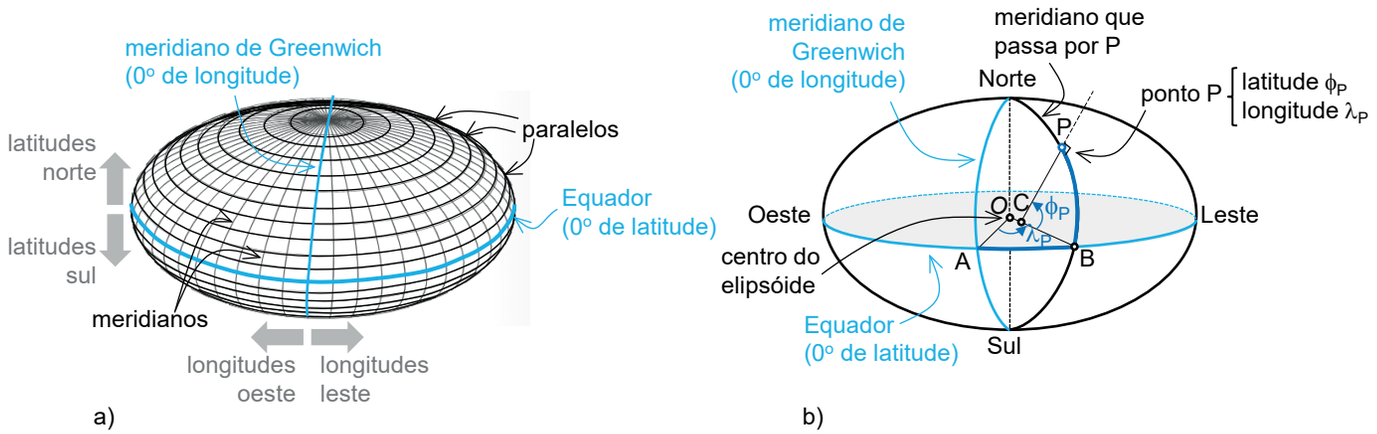


Figura 2.12 - a) Indicação dos meridianos, paralelos, do Equador e do Meridiano de Greenwich em uma visão 3D de um elipsóide de referência, segundo o sistema de coordenadas geodésicas; b) Ilustração da determinação da latitude e da longitude de um ponto P no sistema de coordenadas geodésicas.

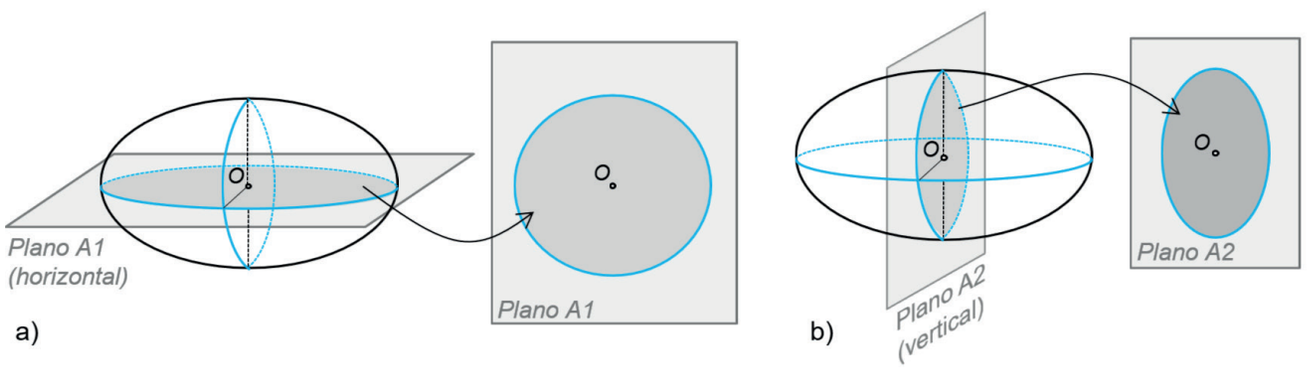


Figura 2.13 - a) Corte transversal de um elipsóide de revolução com centro de massa no ponto O por um plano horizontal ao nível do Equador (plano A1) e o círculo resultante; b) Corte transversal do mesmo elipsóide por um plano vertical (plano A2) passando pelo ponto O e a elipse resultante desse corte.

A longitude zero foi definida como referente ao meridiano que passa pelo Observatório Real da cidade de Greenwich, no sudoeste de Londres, no Reino Unido. Para leste desse meridiano, tem-se as longitudes leste, que assumem valores positivos por convenção, de até 180º. Para oeste do meridiano de Greenwich, tem-se as longitudes oeste, assumindo valores negativos de até -180º.

Para ilustrar como se definem as coordenadas geográficas em um determinado ponto da superfície terrestre, representada pela superfície elipsoidal, considere o ponto P indicado na Figura 2.12-b. Inicialmente, identifica-se o meridiano ao longo do qual está localizado P. O cruzamento desse meridiano com o paralelo do Equador é o ponto B. Traça-se uma reta do centro de massa do elipsóide (ponto O) até B, e uma reta de O até o ponto de cruzamento do meridiano de Greenwich com o paralelo do Equador (ponto A). A longitude de P (λ_p) é definida como a medida angular correspondente ao arco A-B, situado ao longo do paralelo do Equador. Essa medida angular é o ângulo formado entre as retas O-A e O-B.

Para determinar a latitude de P (ϕ_p), traça-se uma reta perpendicular ao meridiano que passa por P. O cruzamento dessa reta com a reta O-B, que está situada no plano do Equador, é o ponto C. O ponto C não coincide com o centro de massa do elipsóide (ponto O) por causa de sua geometria achatada nos polos. Se a representação da superfície terrestre fosse uma esfera, o ponto C seria sempre no centro de massa da esfera, para qualquer ponto P da superfície dela. O ângulo entre as retas C-B e C-P representa a latitude de P, que é a medida angular do arco B-P situado ao longo do meridiano que passa por P.

O sistema de coordenadas geográficas é considerado o sistema mais facilmente compreendido e amplamente empregado, para múltiplas finalidades. Entretanto, por vários motivos em alguns estudos há o interesse de trabalhar com a superfície da Terra de forma plana, ou projetada sobre uma superfície plana. Nessa situação, são utilizados sistemas de coordenadas projetadas, o que é discutido no próximo item.

2.5.6 Sistema de coordenadas UTM

Quando se quer trabalhar com a superfície terrestre de forma plana, é necessária a projeção dessa superfície sobre o plano. Essencialmente, essa operação corresponde a transformar a posição sobre a superfície terrestre definida em termos de latitude e longitude em uma posição segundo coordenadas de um sistema cartesiano.

Um sistema de coordenadas cartesiano é definido por dois eixos geométricos ortogonais entre si e situados em um mesmo plano. Costuma-se orientar esses eixos no sentido oeste-leste (eixo horizontal) e sul-norte (eixo vertical). O eixo horizontal é chamado de abscissas e comumente representado por x, sendo crescente no sentido leste. O eixo vertical é denominado de eixo das ordenadas e representado por y, sendo crescente para o norte. Um ponto P, de coordenadas geográficas ϕ_p (latitude) e λ_p (longitude), é projetado no plano cartesiano para as coordenadas x_p (abscissa) e y_p (ordenada).

Existem diferentes sistemas de projeção cartográfica para realizar a projeção da superfície terrestre sobre um plano. Independente do sistema de projeção usado, é inerente ao conceito de projeção a existência de distorções. Apesar disso, a projeção é bastante realizada em função da praticidade e conveniência em trabalhar com a superfície projetada no plano.

Dentre os sistemas de coordenadas projetadas, o mais utilizado é o sistema referido por UTM (Universal Transversa de Mercator), baseado em uma projeção cartográfica denominada Projeção Cilíndrica Transversa de Mercator. Basicamente, segundo esse sistema de projeção, a Terra é dividida em 60 fusos verticais, numerados sequencialmente de 1 a 60 e com largura de 6º de longitude cada (Figura 2.14). Cada fuso tem essa largura constante em graus e se estende desde um polo ao outro da Terra. Por exemplo, há 8 fusos que cobrem parcialmente diferentes áreas do território brasileiro, que são os fusos de número 18 a 25 (Figura 2.15).

No sistema UTM, internamente a cada fuso, as coordenadas são representadas em dois eixos perpendiculares entre si, chamados eixos x (sentido oeste-leste) e y (sentido sul-norte), com unidades em metros e tendo como ponto de

origem o centro do fuso. Ou seja, para cada fuso do sistema UTM, tem-se as coordenadas específicas medidas em relação à origem individual do fuso. Por isso, ao se trabalhar com coordenadas no sistema UTM, deve-se especificar a qual fuso se refere (o número desse fuso). Por exemplo, para trabalhar em áreas localizadas no estado de Santa Catarina, deve-se usar o sistema UTM com o fuso 22. Deve-se, ainda, especificar se a área está no hemisfério Norte ou no hemisfério Sul, em função das regras de definição da origem e de cálculo de coordenadas internas ao fuso serem distintas para cada hemisfério. Para Santa Catarina, a especificação completa é UTM fuso 22 Sul, ou com a sigla UTM-22S, como se costuma usar.

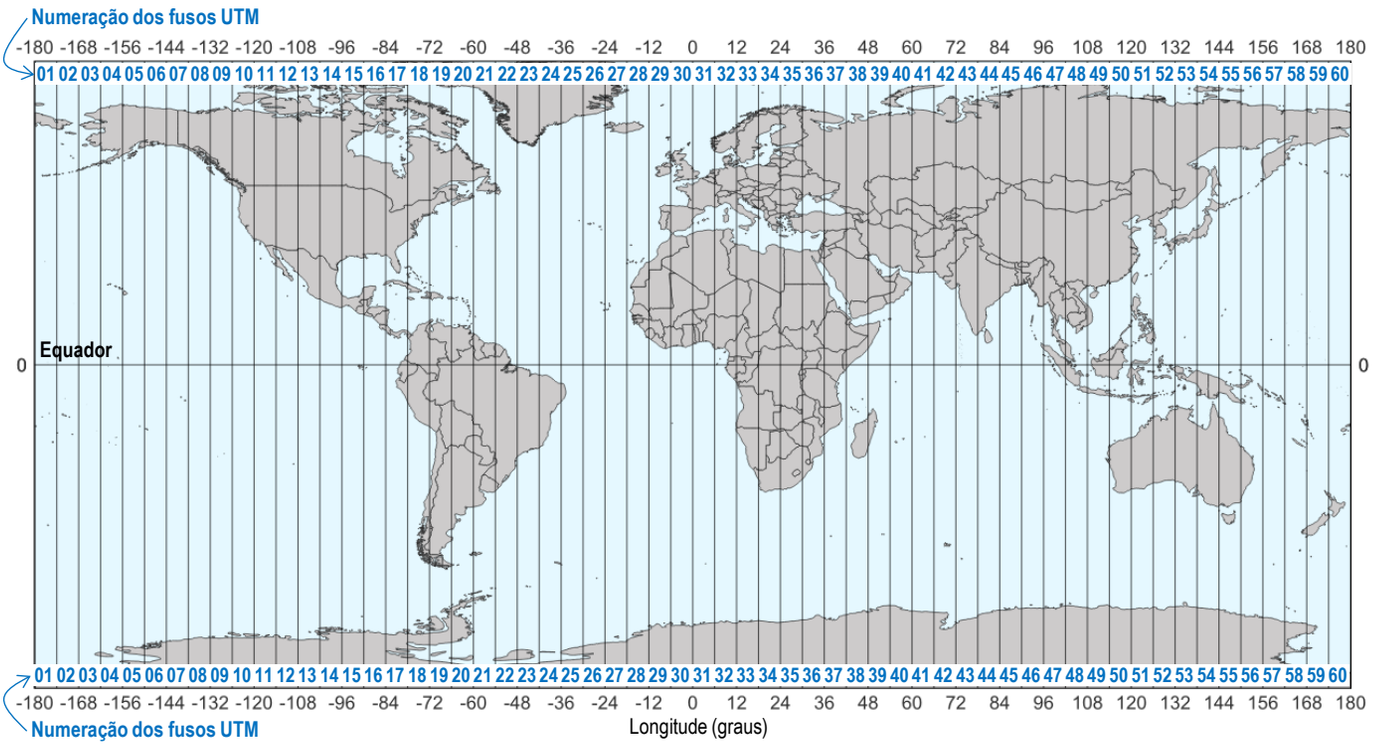


Figura 2.14 - Indicação dos 60 fusos que compõem o sistema de coordenadas de referência UTM (Universal Transversa de Mercator), sendo cada fuso correspondente a um intervalo de longitude de 6 graus, sem superposição.

Mais especificamente, as coordenadas do sistema UTM são medidas em relação ao meridiano central do fuso para o eixo x e em relação ao Equador para o eixo y. Para evitar coordenadas negativas, a coordenada 500.000 m é atribuída ao meridiano central de cada fuso no eixo x (Figura 2.16). À medida que se desloca do meridiano central para o leste, essa coordenada em x aumenta desde o valor 500.000. Inversamente, à medida que se distancia do meridiano central para o oeste, a coordenada em x reduz desde 500.000. Esse esquema de coordenadas no eixo x é idêntico em ambos os hemisférios Norte e Sul.

No eixo y do sistema de coordenadas UTM, são adotados esquemas distintos entre os hemisférios. Para as coordenadas no hemisfério Norte é atribuído o valor zero ao Equador, tomado como origem. Nesse caso, as coordenadas no eixo y aumentam conforme se aproxima do Polo Norte. Para as coordenadas no hemisfério Sul, atribui-se ao Equador um valor de coordenada y de 10.000.000 m. Esse valor decresce à medida que se distancia do Equador em direção ao Polo Sul.

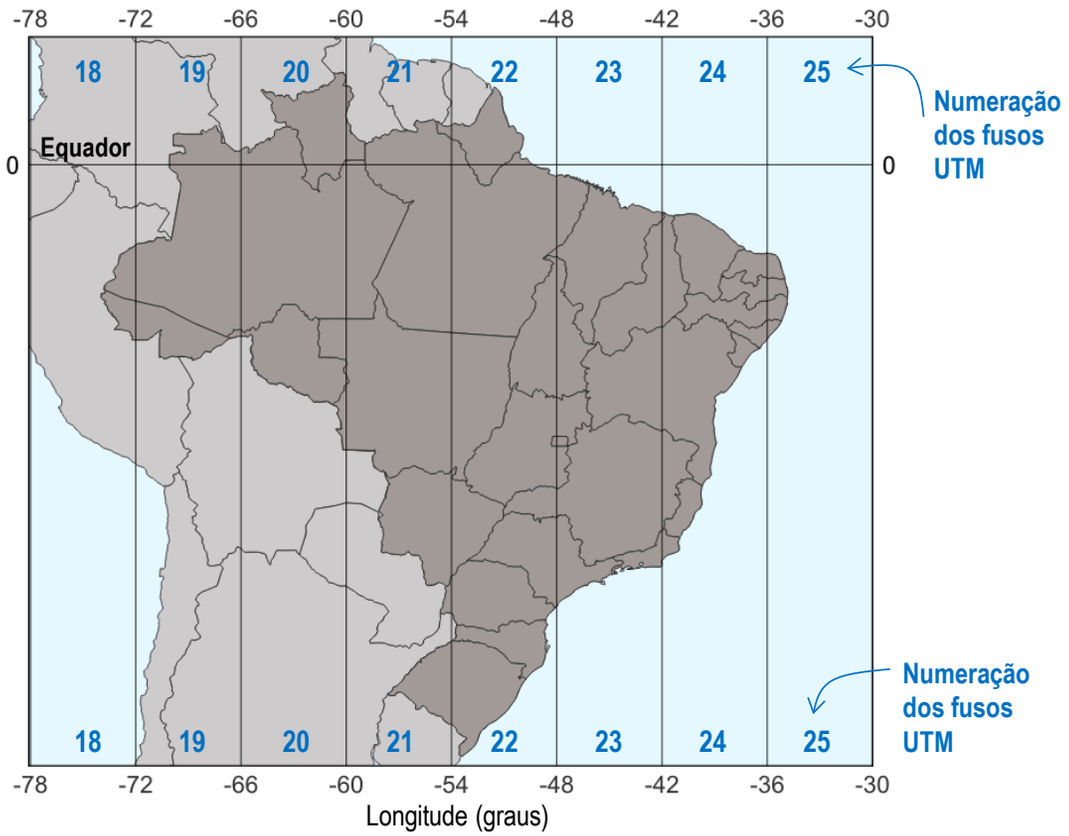


Figura 2.15 - Indicação dos fusos UTM que abrangem o território brasileiro e dos estados que o compõem (fusos 18 a 25).

2.5.7 Sistemas de coordenadas e Modelos Digitais de Elevação

No âmbito de Modelos Digitais de Elevação, em geral o predomínio é o uso do sistema de coordenadas geográficas (sistema latlong) quando se trabalha com áreas relativamente extensas, que perpassam áreas correspondentes a mais de um fuso UTM. Para áreas que não se encaixam nessa condição, tem menor abrangência geográfica e estão totalmente inseridas dentro de um mesmo fuso UTM, o sistema UTM tem sido preferido para uso.

Outros fatores peculiares a cada estudo e aplicação podem requerer a definição de um determinado sistema de coordenadas de referência, como a necessidade de cruzamento com outros planos de informação, a padronização com bancos de dados geográficos existentes, requisitos exigidos por modelos matemáticos ou outras ferramentas para os quais o MDE pode servir como dado de entrada e até mesmo preferências do usuário.

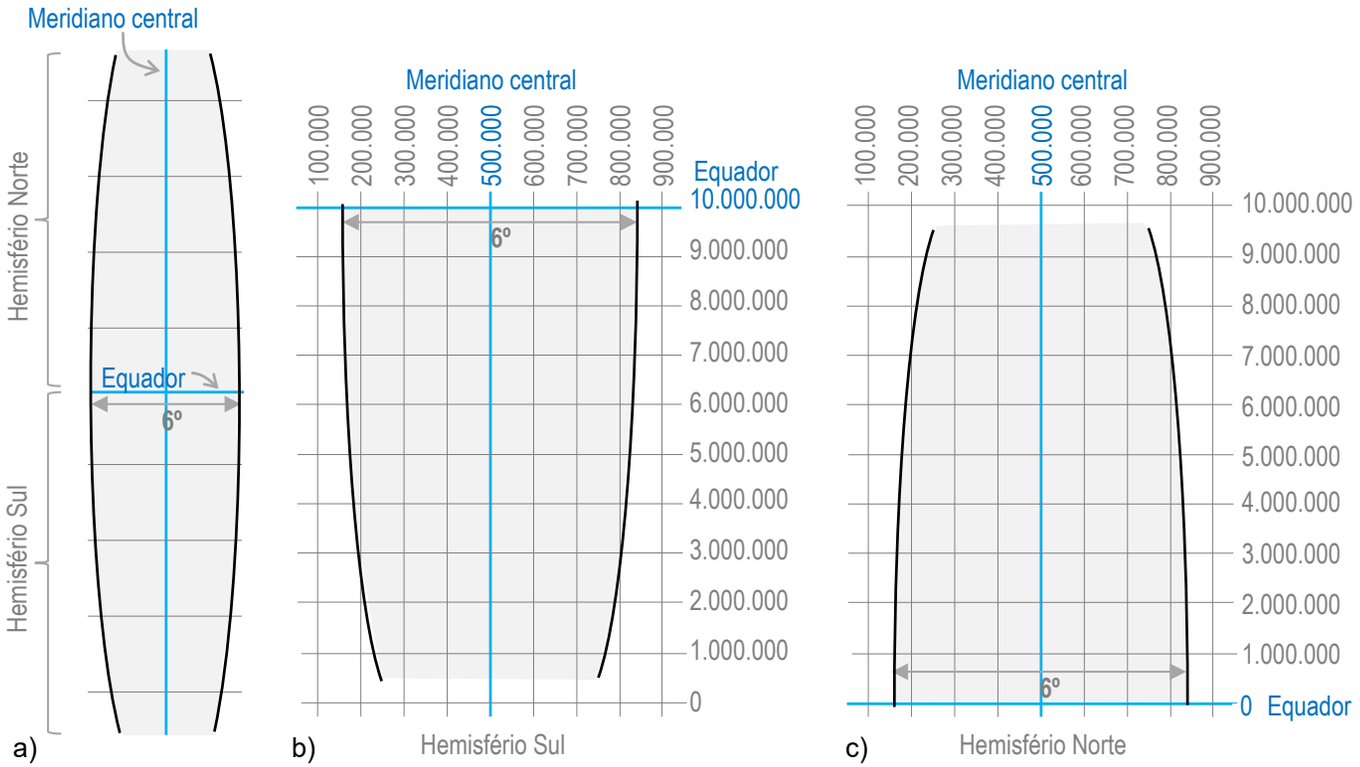


Figura 2.16 - Esquema de definição do sistema de coordenadas UTM em um fuso qualquer: a) Visão geral da área abrangida pelo fuso no globo (6º de longitude), com indicação do Equador e do Meridiano Central como referenciais; b), c) Detalhamento das coordenadas para as partes do fuso situadas no Hemisfério Sul e no Hemisfério Norte, respectivamente.

2.6 Operações de conversão de formato de dados (vetor-raster)

É comum ocorrer a necessidade de mudar o formato de dados geográficos, passando de vetor para raster ou de raster para vetor. Trata-se de operação básica disponível em praticamente qualquer software de SIG.

No caso de dados do tipo vetor de pontos sendo levado para o formato raster (Figura 2.17), a cada ponto corresponderia um pixel do raster, caso a resolução espacial seja suficiente para não haver mais de um pixel localizado no interior de um mesmo elemento do raster (partes 'a' e 'b' da referida figura). Esses pixels teriam como atributo o valor de um dos atributos numéricos do vetor de pontos, conforme escolha do usuário na configuração da operação. Por exemplo, no caso de pontos de amostras de solo, o atributo pH do solo poderia ser a informação levada para o raster. Havendo o interesse em ter também outros atributos dos pontos no formato raster, a operação poderia ser repetida gerando um raster para cada atributo.

Sendo uma matriz, o raster gerado a partir da conversão de um vetor de pontos não é formado apenas pelos pixels correspondentes aos pontos, mas por um certo número de linhas e de colunas que espacial e continuamente cobre a localização de todos os pixels Figura 2.17-c). Aos pixels que não correspondem nenhum ponto do vetor, é atribuído,

geralmente, o valor zero, um valor constante informado pelo usuário ou um identificador de inexistência de informação (um flag como 'null data', por exemplo).

O usuário pode alterar a abrangência espacial do raster no processo de conversão de pontos para raster, para cobrir uma área mais ou menos extensa do que a localização dos pontos, conforme seu interesse. No primeiro caso, quando o raster é ampliado relativamente à abrangência original do vetor, linhas e colunas com pixels de valor zero seriam criadas para atender à extensão desejada para o raster (Figura 2.17-d). No segundo caso, em que o raster tem abrangência inferior à do vetor, um ou mais pontos do vetor não teriam pixels correspondentes no raster gerado (Figura 2.17-e).

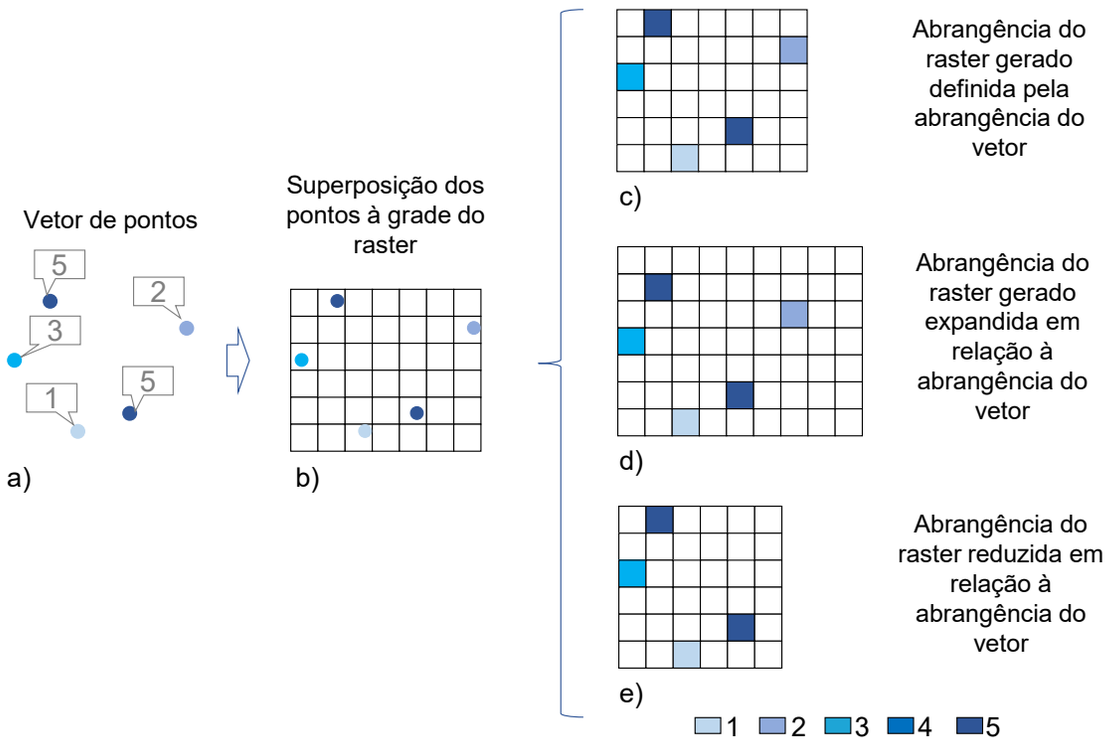


Figura 2.17 - Conversão de um vetor de pontos para o formato raster: a) Vetor de pontos; b) Superposição do vetor de pontos à grade do raster; c) Raster gerado a partir dos pontos, com abrangência espacial definida pela localização dos pontos; d) Raster gerado a partir dos pontos, com abrangência espacial aumentada em relação à localização dos pontos, com acréscimo de uma linha e duas colunas de pixels; e) Raster gerado a partir dos pontos, com abrangência espacial reduzida em relação à localização dos pontos, com eliminação de uma coluna de pixels – nesse caso, observe que o ponto mais à direita deixou de ser representado no raster.

Na conversão no sentido contrário, passando a informação de um raster para um vetor do tipo pontos, a operação padrão consiste em criar um ponto correspondente a cada pixel cujo atributo seja não nulo, sendo o ponto localizado no centroide do pixel. A Figura 2.18 mostra a transformação de pontos para raster já mostrada na Figura 2.17, mas agora fazendo também a transformação inversa, levando o raster resultante para vetor. Como destacado na Figura 2.18-d, os pontos oriundos do raster correspondem aos centroides dos pixels, os quais não coincidem com a localização original dos pontos antes da conversão para raster.

A correspondência automática entre cada ponto do vetor e um pixel do raster pode não existir se dois ou mais pontos estão situados na área abrangida por um mesmo pixel (Figura 2.19). Nessa situação, o pixel pode receber como atributo a média dos valores associados aos pontos ou mesmo ser realizado um procedimento de interpolação, ou outro tipo de decisão, como o maior ou menor dos valores, a moda (valor que mais se repete) etc. Deve-se atentar para o tipo de dado envolvido. Se é uma grandeza quantitativa, em geral operações como a média ou interpolação são válidas. Mas se é um dado qualitativo, operações como a média ou a interpolação não devem ser realizadas, ao passo que a moda seria mais indicada.

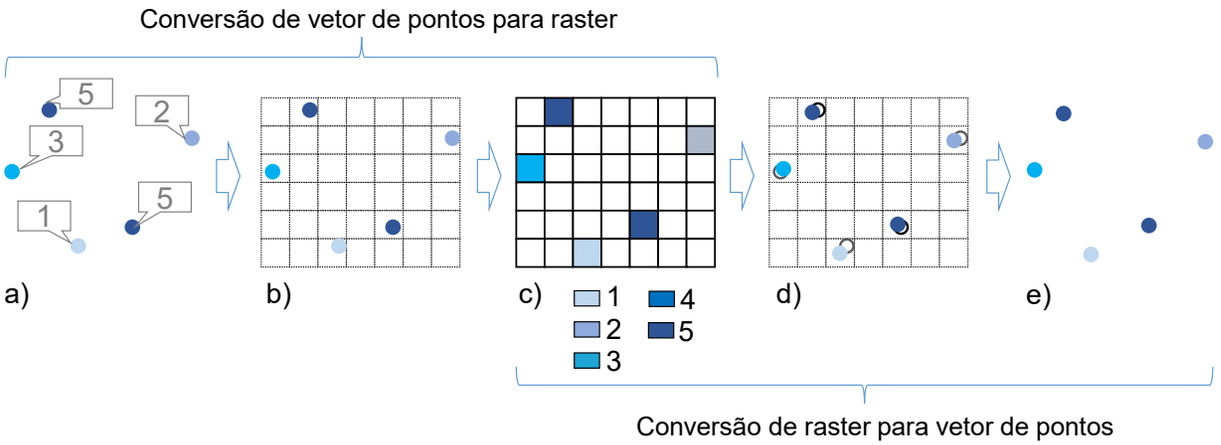


Figura 2.18 - Conversão de um vetor de pontos para o formato raster e conversão de volta para pontos: a) Vetor de pontos; b) Superposição do vetor de pontos à grade do raster; c) Raster gerado a partir dos pontos, com cada pixel com atributo correspondendo ao valor do ponto equivalente; d) Vetor de pontos gerado a partir do raster (círculos cheios), com superposição à grade do raster e aos pontos do vetor original (círculos vazados); e) Vetor de pontos gerado a partir do raster com indicação dos atributos correspondentes conforme a simbologia de cores.

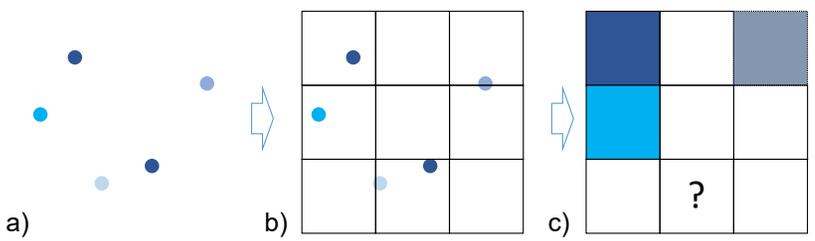


Figura 2.19 - Conversão de um vetor de pontos para o formato raster: a) Vetor de pontos; b) Superposição do vetor de pontos à grade do raster; c) Raster gerado a partir dos pontos, com cada pixel com atributo correspondendo ao valor do ponto equivalente, tendo uma indefinição no pixel ao qual correspondem simultaneamente dois pontos.

A conversão de um vetor de linhas para raster envolve mais decisões acerca de quais pixels recebem os atributos de cada linha do que na conversão de ponto para raster. Diferentes regras e métodos existem para definir os pixels que representam cada linha, principalmente devido aos diferentes graus de pertencimento que podem ser estabelecidos entre cada linha e o conjunto de pixels ao longo dos quais a linha segue seu traçado.

A linha pode atravessar bem centralmente o pixel ou passar levemente em um dos cantos do pixel, por exemplo. Uma regra simples poderia ser que todos os pixels "tocados" pela linha seriam representativos dela no raster, recebendo o valor do seu atributo. Outra alternativa seria buscar os pixels mais relacionados ou representativos do caminhamento principal de cada linha.

A Figura 2.20 ilustra a conversão de linhas para raster usando abordagens segundo essas duas ideias. Obviamente, a primeira abordagem leva a uma maior quantidade de pixels que representam cada linha no raster (Figura 2.20-c e Figura 2.20-d), enquanto a segunda abordagem induz a uma menor quantidade de pixels, com maior ocorrência de pixels alinhados diagonalmente (Figura 2.20-e e Figura 2.20-f).

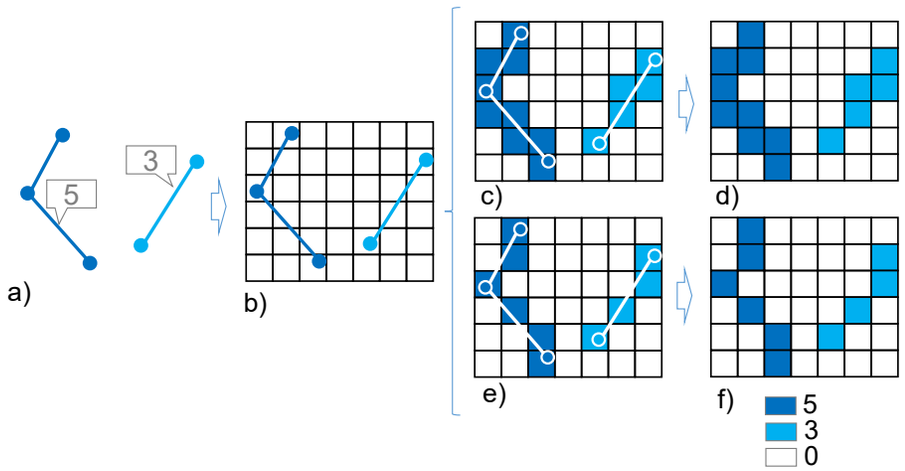


Figura 2.20 - Conversão de um vetor de linhas para o formato raster: a) Vetor de linhas; b) Superposição do vetor de linhas à grade do raster; c), d) Raster gerado a partir das linhas, com um procedimento de incluir na representação do raster todos os pixels tocados pelas linhas; e), f) Raster gerado a partir das linhas, com um procedimento mais restritivo, de incluir na representação do raster os pixels cujo alinhamento seguem o caminhamento principal das linhas.

A conversão no sentido contrário, de raster para vetor tipo linha, também envolve decisões e diferentes métodos existem para isso, não sendo objetivo deste livro detalhá-los. Mas, para ilustrar, a Figura 2.21 exemplifica tal conversão. Nesse exemplo, foi considerada uma regra simplista de gerar segmentos de retas para pixels vizinhos ortogonalmente entre si e, esgotadas essas possibilidades, gerar segmentos de retas correspondendo aos pixels alinhados diagonalmente – sempre tendo os pontos de início e fim dos segmentos de reta localizados nos centroides dos pixels. Por essa abordagem, na referida figura é ilustrado como a conversão de cada raster que veio originado de um mesmo vetor leva a novos vetores bem distintos do vetor original e bem distintos entre si considerando os dois métodos usados para converter de vetor para raster.

A conversão de um vetor de polígono para raster também envolve decisões e critérios, havendo diferentes métodos. Por exemplo, pode haver um critério relacionado a incluir o pixel como representativo do polígono caso o centroide do pixel esteja incluído no polígono ou caso uma determinada fração mínima da área do pixel faça parte do polígono. Diferentes abordagens com níveis distintos de tolerância para inclusão de pixels levam a resultado diferentes (Figura 2.22).

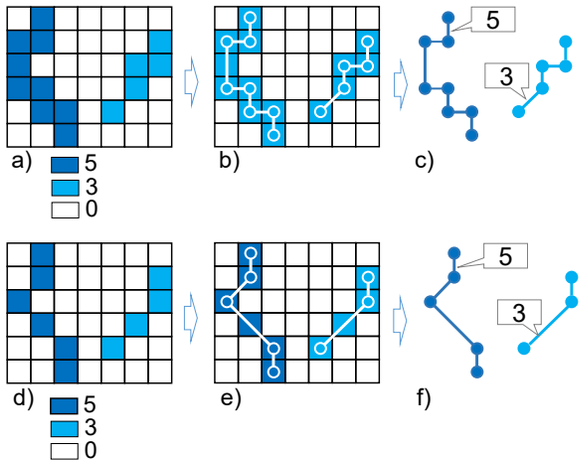


Figura 2.21 - Conversão de um raster em um vetor de linhas: a), d) Rasters a serem convertidos; b), e) Superposição do raster e dos vetores de linhas correspondentes gerados; c), f) Vetores de linhas gerados a partir dos rasters, com indicação dos atributos.

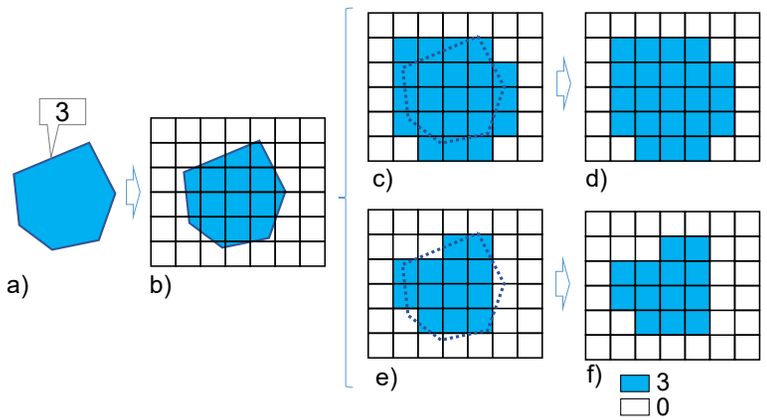


Figura 2.22 - Conversão de um vetor de polígono para o formato raster: a) Vetor de polígono; b) Superposição do vetor à grade do raster; c), d) Raster gerado a partir do polígono considerando a inclusão na representação do raster de todos os pixels 'tocados' pelo polígono; e), f) Raster gerado a partir do polígono considerando a inclusão na representação do raster apenas os pixels cujo centroide foi abrangido pelo polígono.

O sentido oposto da conversão, de raster para polígono, também permite variações de métodos (Figura 2.23). Uma abordagem bastante utilizada visa a obtenção de polígonos com geometrias simplificadas, minimizando a quantidade de segmentos de retas necessária para representar os pixels do raster (partes 'b' e 'c' da referida figura). Uma alternativa a esse método é o polígono ser traçado rigorosamente seguindo os vértices externos dos pixels da borda do raster que o polígono representa.

A segunda abordagem leva a um polígono com formato "serrilhado" (Figura 2.23), em função das bordas dos pixels. Esse polígono, se convertido de volta para o formato raster (Figura 2.23-d), resulta um raster idêntico ao original (Figura 2.23-e).

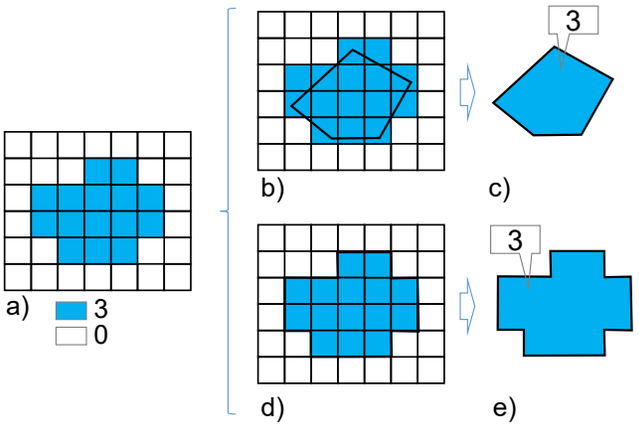


Figura 2.23 - Conversão de um raster em vetor de polígono: a) Raster a ser convertido; b), c) Vetor de polígono gerado a partir do raster, considerando procedimento de obter forma geométrica simplificada; d), e) Vetor de polígono gerado a partir do raster, considerando procedimento de seguir os vértices dos pixels da borda do raster.

Capítulo 3

Operações básicas com dados raster

A principal forma de representar digitalmente a topografia é no formato raster. Seja um raster que representa um Modelo Digital de Elevação seja um raster que representa outra variável qualquer, como precipitação média anual ou concentração de um determinado poluente atmosférico, há uma série de operações comuns usualmente realizadas em softwares de SIG. Procedimentos como recortar, gerar estatísticas, histograma de frequência, operações aritméticas e filtragem espacial, dentre outros, são detalhadamente descritos neste capítulo.

Para cada operação envolvendo dados rasters, descreve-se didaticamente em que consiste o procedimento. De forma complementar, são usados exemplos que possibilitam ao leitor definitivamente compreender o que está por trás da operação quando utiliza um software de SIG.

3.1 Recorte de dados raster

É muito comum o usuário ter disponível uma imagem com abrangência espacial muito superior à área de interesse. Para evitar armazenar e processar desnecessariamente uma grande quantidade de dados, pode-se fazer o recorte da imagem. Gera-se uma imagem com mesma resolução espacial, porém com menor quantidade de linhas e colunas, ou seja, menor extensão espacial. Basicamente, pensando no raster como uma matriz, trata-se de eliminar certas quantidades de linhas e/ou colunas da matriz original para gerar uma segunda matriz.

No exemplo da Figura 3.1, o raster original tem 7 linhas e 9 colunas. Um recorte foi realizado para eliminar duas colunas na extremidade esquerda, uma coluna na extremidade direita e uma linha tanto na extremidade superior quanto inferior. O raster resultante desse recorte tem 5 linhas e 6 colunas.

O recorte de um raster é uma operação trivial, geralmente disponível em qualquer software de geoprocessamento. É comum que o usuário possa especificar as coordenadas geográficas que definem a janela de interesse ou especificar a posição do recorte em termos de linhas e colunas da imagem original (por exemplo, da linha 240 até a linha 1020 e da coluna 815 até a coluna 2321). Alguns softwares têm opções de grande praticidade para o usuário, como recortar um raster para a área mostrada em tela, ou seja, o usuário ajusta o zoom da visualização do raster a ser recortado e a área em exibição define a abrangência espacial do recorte a ser gerado. Outra possibilidade muito prática é permitir indicar essa abrangência espacial do recorte desenhando um retângulo na tela de visualização do raster original.

.

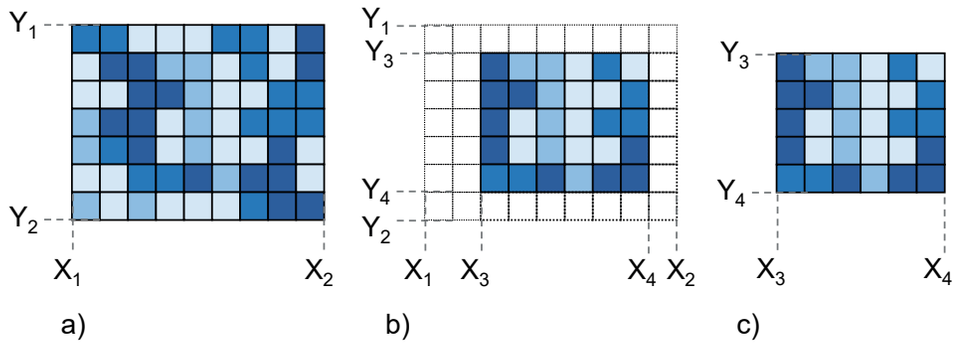


Figura 3.1 - Raster de abrangência espacial definida pelas coordenadas X_1, X_2, Y_1, Y_2; b) Recorte desse raster em função da especificação da nova extensão espacial (coordenadas X_3, X_4, Y_3, Y_4), com indicação da eliminação de três colunas e duas linhas; c) Raster recortado, com mesmos atributos da imagem original dentro da abrangência das coordenadas X_3, X_4, Y_3, Y_4.

Quando já há outras imagens recortadas para uma determinada janela de interesse, alguns softwares permitem puxar as informações que definem a janela a partir de uma dessas imagens, ou seja, definir a abrangência do recorte se espelhando em uma imagem pré-existente (Figura 3.2). Esse procedimento é interessante para evitar erros ou imprecisão relacionados à digitação das coordenadas ou arredondamento e, dessa forma, garantir recortes de abrangência idêntica entre várias imagens. Isso pode ser um pré-requisito fundamental para uma série de análises que venham a ser feitas envolvendo duas ou mais dessas imagens, ou para que essas imagens sirvam de entrada para um software de modelagem matemática.

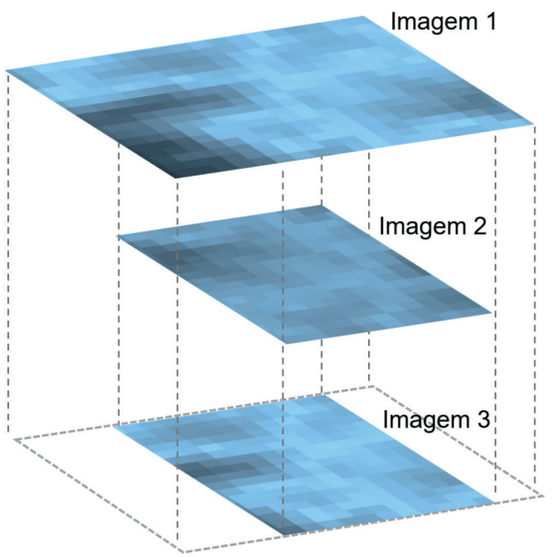


Figura 3.2 - Recorte de um raster (imagem 1) a partir da abrangência espacial definida por outro raster (imagem 2), resultando na imagem 3, composta por pixels de mesmos atributos da imagem 1, mas com a eliminação dos pixels localizados nas áreas não abrangidas pela imagem 2.

3.2 Concatenação de dados raster

Outra operação básica em geoprocessamento é a concatenação de imagens, a qual consiste em formar uma nova imagem a partir da combinação espacial de duas ou mais imagens. Isso é muito comum de ser feito quando a área de interesse do usuário está inserida parcialmente em mais de uma cena (ou tile) de uma determinada fonte de dados. O usuário obtém as cenas individuais e as combina para compor uma imagem única suficiente para cobrir toda a área de interesse.

No processo de concatenação puro, não é feita operação aritmética entre atributos dos pixels das imagens individuais. Nas áreas em que só há cobertura de pixels de uma das imagens envolvidas, os atributos desses pixels são levados para compor a imagem resultante concatenada. No exemplo da Figura 3.3, a área indicada por A tem pixels com atributos trazidos unicamente da imagem 1, enquanto a área indicada por B corresponde aos atributos exclusivos da imagem 2.

Se houver áreas que estejam presentes simultaneamente em duas ou mais das imagens individuais, em geral o procedimento consiste em definir prioridade entre as imagens individuais. Os atributos dos pixels da imagem prioritária seguem para compor a imagem resultante. No exemplo em questão, a área indicada por C teria como atributos os valores existentes na imagem 1 ou na imagem 2, conforme a escolha correspondente de prioridade do usuário por uma dessas imagens.

Alternativamente, pode-se ter o critério de decisão para áreas de interseção entre duas ou mais imagens que consiste em ignorar valores zeros ou inválidos presentes em uma ou mais imagens e tomar os valores válidos da outra imagem. Na área C do exemplo anterior, cada pixel seria avaliado quanto à presença de valores válidos em ambas as imagens e, caso presente em apenas uma delas, seria tomado esse valor para a imagem resultante. Se encontrado valor válido em ambas imagens para um determinado pixel, seguiria o critério de imagem prioritária, já descrito.

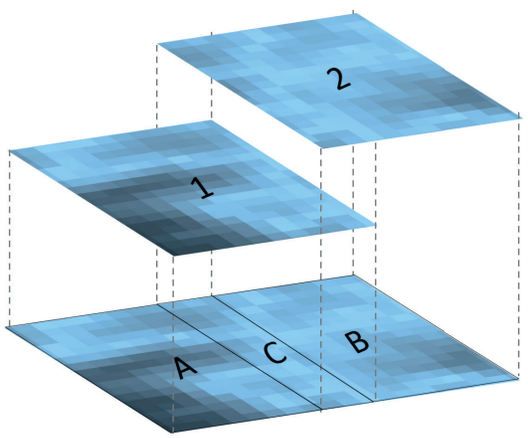


Figura 3.3 - Concatenação das imagens 1 e 2 gerando uma terceira imagem, que é formada por: uma parte que só existia na imagem 1 (parte A), cujos atributos são idênticos a essa imagem; uma parte que só existia na imagem 2 (parte B), cujos atributos são exatamente os existentes nessa imagem; e uma parte que existia em ambas imagens 1 e 2 (parte C), cujos atributos são ou iguais ao da imagem 1 ou da imagem 2, conforme a regra de decisão que seja aplicada.

3.3 Áreas do raster

Para um raster de atributo qualitativo, uma análise básica das mais demandadas é a quantificação das áreas ocupadas para cada valor do atributo. Essa operação pode ser realizada simplesmente contando a quantidade de pixels de mesmo valor e, depois, multiplicando essas quantidades pela área individual do pixel, para obter as áreas em unidades de área propriamente.

A adoção de área individual única para todos os pixels é válida quando o raster está em um sistema de coordenadas projetadas, como o sistema UTM, por exemplo. Nesse caso, há uma representação plana da superfície da Terra, com unidades de medida lineares para as coordenadas – usualmente em metros, e todos os pixels tem mesmas dimensões em metros e mesma área em m².

Se o raster está em um sistema de coordenadas geográficas, no qual se usa uma superfície geométrica tridimensional como um elipsóide para localizar cada ponto na Terra em termos de latitude e longitude, a unidade das coordenadas é o grau. Por exemplo, um raster com resolução espacial de 0.001 graus. Nesse caso, cada pixel tem mesmas dimensões em graus, mas tem dimensões variáveis em termos de equivalência a distâncias em metros ou quilômetros, a depender da localização desse pixel na superfície terrestre. Isso ocorre por causa da variação de equivalência entre medidas em graus e comprimentos de arco.

Como exemplo, um grau de longitude ao nível do Equador equivale a cerca de 111,32 km, ao passo que um grau de longitude a 60º de latitude corresponde a 55,80 km, ao usar como referência de representação da superfície da Terra o elipsóide de revolução WGS84. A descrição de como fazer essa equivalência entre unidades angulares e distâncias em quilômetros é detalhada no Capítulo 4 (item 4.6).

Na Figura 3.4 é mostrada a delimitação da bacia hidrográfica do rio Tapajós, no Centro-Oeste e Norte do Brasil, na forma de um raster com resolução espacial de 0,002º. Essa bacia tem um formato alongado sul-norte, correspondendo a uma variação de latitude de quase 13º. Um pixel situado no extremo sul da bacia tem área aproximada de 0,047945 km², ao passo que no extremo norte a área de um pixel é de 0,049529 km², uma diferença de 3,3% entre eles.

Um exemplo de quantificação de áreas de um raster é ilustrado na Figura 3.5. Tem-se uma classificação do uso da terra, com três classes (mata, agricultura e pastagem), além de pixels não classificados, os quais tem atributo zero. A imagem tem resolução espacial de 30 m e, logo, cada pixel tem uma área individual de 900 m² (= 30 x 30). Tem-se 42 pixels nessa imagem (6 linhas x 7 colunas), com as quantidades de pixels pertencentes a cada classe conforme indicado na referida figura. Para obter as áreas ocupadas por cada classe como mata, agricultura e pastagem, basta multiplicar a contagem de pixels pertencentes a cada classe pela área individual de um pixel (900 m²). Por exemplo, a classe denominada mata tem 12 pixels, cuja área equivale a 12 x 900 = 10.800 km².

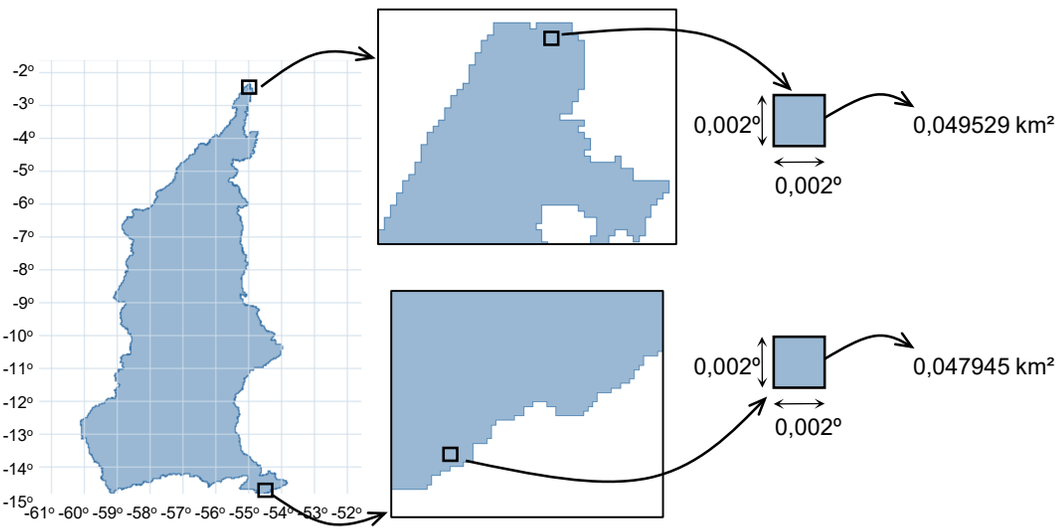
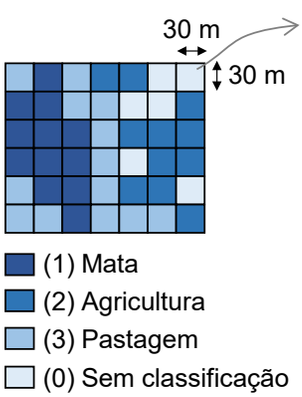


Figura 3.4 - Delimitação da bacia hidrográfica do rio Tapajós em formato raster, com resolução espacial de 0,002º x 0,002º, e indicação nos detalhes de um pixel localizado próximo ao limite norte da bacia e outro pixel situado próximo ao extremo sul da bacia, com as respectivas áreas em unidades planas desses pixels.



Classe	Área	
	Pixels	m²
0	6	5.400
1	12	10.800
2	11	9.900
3	13	11.700
Total	**42**	**37.800**

Figura 3.5 - Raster de classificação de uso da terra com 4 classes e resolução espacial de 30 m, com indicação da quantidade de pixels pertencentes a cada classe e as correspondentes áreas totais desses pixels em unidades planas; setas finas indicam o exemplo para a classe mata, cuja área de 10.800 m² é obtida pela multiplicação de 12 pixels por 900 m² (área de cada pixel).

No exemplo da Figura 3.5, deve ser observado que os pixels pertencentes à classe mata são todos contíguos entre si, formando um conjunto único em que todos os pixels são vizinhos de outros dessa mesma classe. Mas, nas classes agricultura e pastagem, há pixels formando grupos isolados uns dos outros. Mesmo assim, todos eles foram incluídos na contabilização da área ocupada pela classe. O que vale é a regra básica: quantificar os pixels de mesmo valor, independentemente da localização e posição relativa entre eles.

Outro ponto a destacar nesse exemplo é que os pixels sem classificação, os quais tem atributo zero na imagem,

foram também quantificados. Em alguns softwares, o comando para quantificação da área permite que o usuário assinale uma opção que indica se deseja ou não ignorar pixels com atributo zero, o que pode ser interessante a depender do propósito do levantamento.

Uma situação distinta é quando há pixels sem atributo válido, por falta de dados por exemplo, e o usuário trata a imagem com um atributo simbólico dessa situação para tais pixels – o que é conhecido como flag do tipo null value. Na quantificação das áreas ocupadas por cada classe, os pixels inválidos podem também ser ignorados ou quantificados, a depender do interesse do usuário e do software utilizado.

Quando não há o desprezo de pixels, seja por estarem com atributo zero ou por serem considerados inválidos, a quantificação de áreas do raster deve, obrigatoriamente, resultar em áreas cuja soma corresponde ao total de pixels da imagem. No exemplo da Figura 3.5, a soma das classes mata, agricultura e pastagem com os pixels sem classificação é igual a 42, que é a dimensão do raster em pixels (6 linhas x 7 colunas).

3.4 Estatística descritiva do raster

Para um certo conjunto de dados, é comum o interesse do usuário em usar estatística para descrever esses dados, sintetizando-os por meio de medidas descritivas que permitem ter uma visão geral e servir de comparação com outros conjuntos de dados. Trata-se da estatística descritiva, sendo essas medidas descritivas do tipo tendência central, medidas separatrizes, medidas de dispersão, medidas de assimetria e de curtose.

A determinação dessas medidas descritivas para um raster de p linhas e q colunas é relativamente simples, de forma análoga a outro conjunto de dados qualquer. Os valores dos pixels do raster são tratados como uma sequência unidimensional de dados (Figura 3.6), desde o primeiro elemento do raster (posicionado na linha 1, coluna 1), até o enésimo elemento (situado na linha p, coluna q). A esse conjunto de dados unidimensional são aplicadas as formulações matemáticas usuais para determinar os parâmetros estatísticos como a média, moda, mediana e várias outras, dentre as quais as principais são listadas na Tabela 3.1.

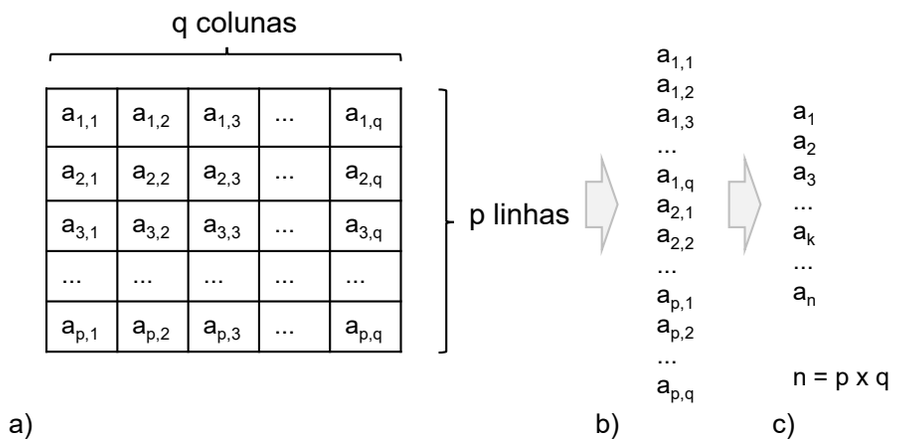


Figura 3.6 - a) Estrutura matricial de um raster com p linhas e q colunas, formado por elementos nominados por a_{ij}, onde i indica a posição da linha e j a posição da coluna; b) Ordenamento de todos os elementos a_{ij} do raster em uma sequência unidimensional de valores; c) Renomeação dos elementos do raster para uma sequência unidimensional a_k de valores, onde k é a posição na sequência, que varia de 1 a n, sendo n o total de elementos do raster (n = p x q).

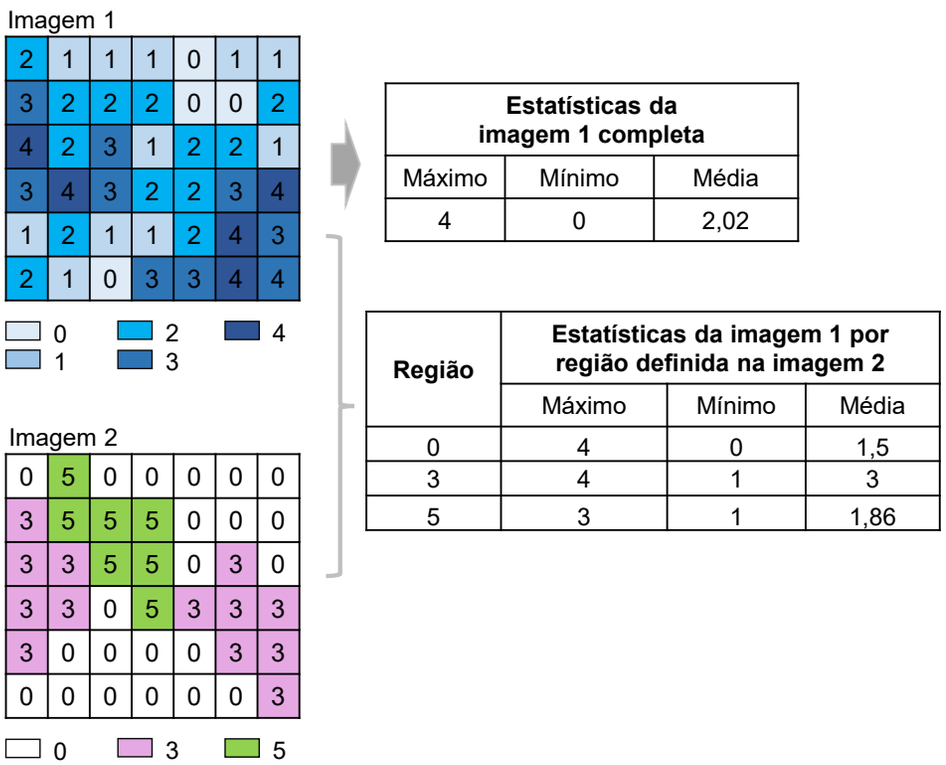
Tabela 3.1 - Relação e descrição dos principais tipos de medidas obtidas na análise de estatística descritiva aplicada a um raster.

Nome	Sigla	Abrangência
Tendência central	Média	Valor médio dos pixels do raster
	Moda	Valor que apresenta a maior frequência de ocorrência dentre os pixels do raster
	Mediana	Valor que ocupa a posição central dentre os valores dos pixels do raster, colocados ordenadamente do menor para o maior
Dispersão	Máximo	Valor máximo dentre todos os pixels do raster
	Mínimo	Valor mínimo dentre todos os pixels do raster
	Amplitude	Diferença entre o máximo e o mínimo valor dentre os pixels do raster
	Desvio padrão	Medida do grau de dispersão dos valores dos pixels do raster em relação ao valor médio, obtido pela raiz quadrada da divisão entre o somatório dos desvios dos valores dos pixels em relação à média e a quantidade de pixels
	Variância	Medida do grau de dispersão dos valores dos pixels do raster em relação ao valor médio, obtido pelo quadrado do desvio padrão
	Coeficiente de variação	Medida de dispersão relativa dos valores dos pixels do raster, dada pela razão entre o desvio padrão e a média
Separatrizes	Quartil	Valores que dividem em quatro partes iguais o conjunto dos valores dos pixels do raster ordenados do menor para o maior. O 1º quartil indica que 25% dos pixels tem atributo menor ou igual a ele. O 2º quartil indica que 50% dos pixels tem atributo menor ou igual a ele. E o 3º quartil indica que 75% dos pixels tem valor menor ou igual a ele.
	Decil	Valores que dividem em dez partes iguais o conjunto dos valores dos pixels do raster ordenados do menor para o maior. O 1º decil indica que 10% dos pixels tem atributo menor ou igual a ele, enquanto para o 2º decil esse percentual é de 20%. O 9º decil indica que 90% dos pixels tem atributo menor ou igual a ele.
	Percentil	Valores que dividem em cem partes iguais o conjunto dos valores dos pixels do raster ordenados do menor para o maior. O 1º percentil indica que 1% dos pixels tem atributo menor ou igual a ele, enquanto para o 2º percentil esse percentual é de 2%. O 99º percentil indica que 99% dos pixels tem atributo menor ou igual a ele.
Assimetria	Coeficiente de assimetria de Pearson	Indica a forma de distribuição dos valores dos pixels do raster em relação à média
Curtose	Medida de curtose	Indica o grau de achatamento da distribuição dos valores dos pixels do raster em relação à média

Na forma padrão, as estatísticas são determinadas para todo o conjunto de pixels do raster, isto é, considerando toda a imagem. Mas pode ser do interesse do usuário a caracterização estatística para uma ou mais áreas específicas, internamente ao raster. Dependendo do software utilizado, essa operação pode ser feita tanto definindo-se essas áreas de interesse na forma de um vetor do tipo polígonos quanto na forma de um segundo raster. No primeiro caso, as estatísticas são geradas para cada polígono ou conjunto de polígonos com mesmo atributo. Em geral, um identificador numérico das áreas de interesse é usado para essa finalidade.

No segundo caso, as estatísticas são determinadas analisando separadamente os pixels da imagem conforme a correspondência com os pixels do raster que define as áreas de interesse. Ou seja, são geradas estatísticas da imagem sob análise apenas tomando os pixels referentes a uma determinada área indicada no segundo raster, e depois é repetido o procedimento automaticamente para cada uma das demais áreas.

O procedimento de obtenção das estatísticas média, máximo e mínimo de um raster de declividade do terreno, tanto na situação de analisar conjuntamente a imagem inteira, quanto no caso de analisar separadamente em função de regiões definidas por um segundo raster, é ilustrado na Figura 3.7. Na segunda opção, perceba que todos os pixels representativos de uma mesma região têm atributo igual ao valor do identificador da região. É isso que caracteriza qual pixel que entra no cômputo das estatísticas de cada região.



Estatísticas da imagem 1 completa

Máximo	Mínimo	Média
4	0	2,02

Região	Estatísticas da imagem 1 por região definida na imagem 2		
	Máximo	Mínimo	Média
0	4	0	1,5
3	4	1	3
5	3	1	1,86

Figura 3.7 - Obtenção de estatísticas descritivas média, máximo e mínimo para um raster (imagem 1) considerando todos os seus elementos e o mesmo tipo de estatísticas geradas considerando regiões definidas por regiões em outro raster (imagem 2); no segundo caso, para cada região definida por um conjunto de pixels com mesmo atributo, geram-se as estatísticas correspondentes.

3.5 Reclassificação de dados raster

A operação de reclassificação de um raster, também conhecida por segmentação ou fatiamento, consiste em gerar um novo raster com atributos determinados por um conjunto de regras de reclassificação dos atributos de um raster existente. Esse raster existente pode ter atributo do tipo quantitativo ou qualitativo. O raster resultante tem, obrigatoria-

mente, mesmas características do raster reclassificado quanto à abrangência espacial, número de linhas e de colunas e resolução espacial, mas o atributo pode ser gerado com informação quantitativa ou qualitativa.

A questão chave desse procedimento é o estabelecimento adequado das regras de reclassificação, as quais devem satisfazer aos interesses do usuário e atender questões de lógica. Cada regra é composta individualmente por duas partes. A primeira parte é a definição de uma faixa de valores dos atributos a qual essa regra se aplica. A segunda parte é a indicação do novo valor a ser adotado, quando a regra correspondente é atendida.

Todos os pixels da imagem são analisados quanto ao enquadramento em alguma regra da reclassificação. Se um pixel tem atributo entre o valor inferior e superior estabelecido por uma regra, esse pixel tem na imagem resultante o valor indicado por essa regra. Se o pixel não se encaixar em nenhuma regra, o atributo original dele segue para a imagem resultante. Alguns softwares permitem ao usuário especificar que, nessa situação, o pixel fique com valor zero ou inválido.

No exemplo da Figura 3.9, faz-se uma reclassificação de um raster que apresenta como atributo a chuva média anual. São adotadas cinco regras de reclassificação, e o atributo resultante de cada regra é meramente o número da classe correspondente, ou seja, um dado qualitativo. A imagem reclassificada não tem mais como atributo a informação de chuva média anual em si, mas sim o valor das classes de valores dessa grandeza. Nesse caso, todos os pixels da imagem resultante têm atributo variando de 1 a 5. Em função da legenda associada ao raster, consegue-se fazer a interpretação do gradiente espacial de precipitação nessa área. Porém, o leitor deve perceber que não se tem mais distinção de como varia a chuva dentre todos os pixels de uma mesma classe. Ocorreu uma simplificação na representação da variabilidade espacial do fenômeno e isso é tão mais intenso quanto mais largos forem os intervalos adotados para cada classe.

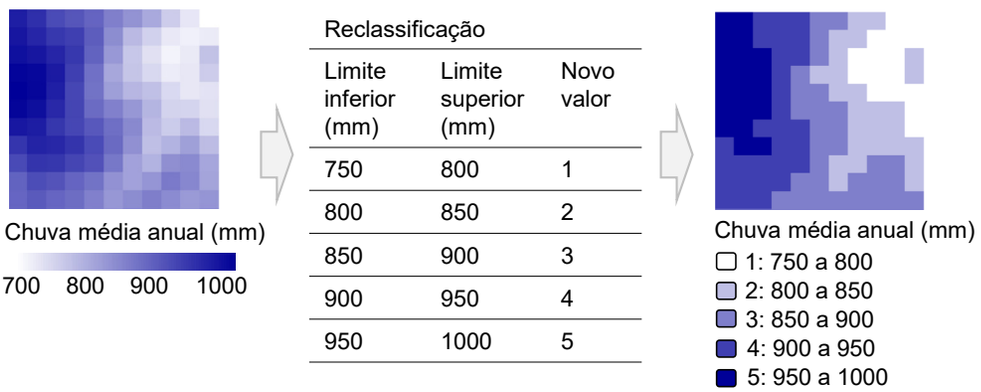


Figura 3.8 - Reclassificação de um raster cujo atributo é a chuva média anual, considerando cinco classes definidas em função dos limites inferior e superior indicados, e o correspondente raster resultante.

Um erro comum que acontece é o usuário não perceber que as regras estabelecidas não cobrem todos os valores da imagem a ser reclassificada, resultando em pixels não reclassificados. Por exemplo, se na imagem existissem pixels com atributo inferior a 750 mm, haveria na imagem resultante pixels sem pertencer a nenhuma das classes, os quais permaneceriam com o valor de chuva original, em mm. A imagem resultante seria estranha, com pixels com valores de classes (1 a 5) e outros pixels com valor de chuva anual em mm.

A existência de pixels que não se encaixam em nenhuma regra da reclassificação pode não ser erro, caso isso seja feito de forma intencional, com o interesse do usuário de realmente não alterar alguns dos valores originais da imagem. Por exemplo, suponha que a classificação do uso do solo da Figura 3.9 inicialmente diferenciou áreas urbanas pouco e muito adensadas. Mas, ao longo do estudo, decidiu-se por trata-las igualmente, como apenas uma classe mais ampla,

chamada área urbana. A operação de reclassificação nesse caso precisa ter uma única regra, para converter os pixels da classe 2 para a classe 3 (ou vice-versa), sem alterar os demais pixels da imagem.

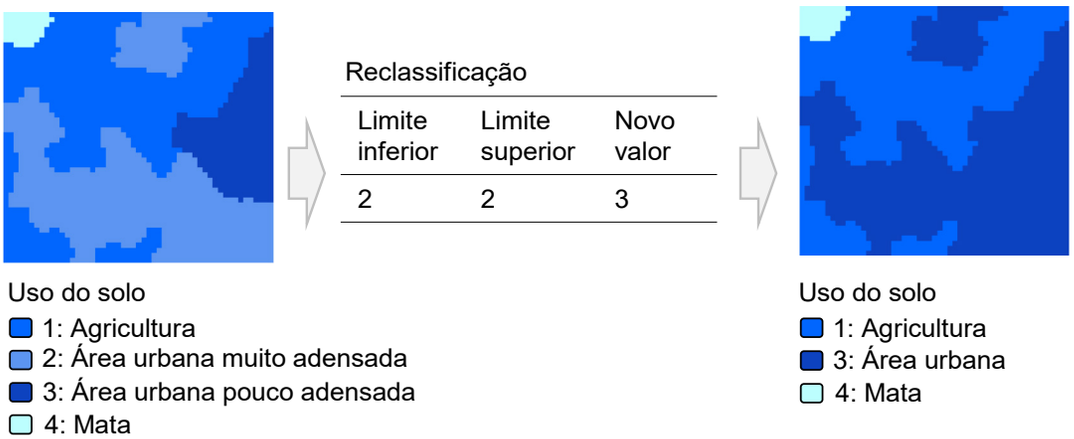


Figura 3.9 - Reclassificação de um raster cujo atributo é o tipo de uso do solo, para tornar os pixels que eram da classe 2 ('área urbana muito adensada') como pixels da classe 3; no raster resultante, a classe 3 foi renomeada na legenda para simplesmente 'área urbana', por incluir tanto os pixels de 'área urbana muito adensada' quanto os pixels de 'área urbana pouco adensada' da imagem original; observe que os pixels das demais classes não foram alterados, já que a regra de reclassificação só abrangeu a classe 2.

Outro erro usual é haver interseção entre as regras da reclassificação, ou seja, determinados valores da imagem analisada se enquadrarem em mais de uma regra. Nesse caso, uma das regras vai prevalecer, a depender de como o software opera nessa situação – com mais chance de prevalecer a última regra em que se enquadrou o pixel. Mas, em geral, não se deve intencionalmente estabelecer regras de reclassificação com interseção entre elas.

3.6 Histograma de frequência

No item anterior, viu-se como funciona a operação de reclassificação de um raster. Mais para o início deste capítulo, mostrou-se a lógica por trás do cálculo de áreas de um raster. A determinação de um histograma de frequência dos atributos de um raster combina conceitos usados tanto no processo de reclassificação quanto no de determinação de áreas. A ideia é a mesma da utilizada para obter um histograma de um conjunto qualquer de dados tabulares. Deve-se definir os intervalos das classes que serão trabalhadas para construir o histograma e, em seguida, levantar a quantidade de pixels cujo atributo pertence a cada classe.

Na imagem mostrada na Figura 3.10, tem-se a chuva média mensal em milímetros ao longo de uma determinada região. Observe que o atributo da imagem é uma grandeza quantitativa e com valores decimais. Para elaborar o histograma de frequência dessa imagem, foram estabelecidas 5 classes, com faixas de 10 mm de amplitude cada uma. Para cada intervalo estabelecido, contabilizou-se a quantidade de pixels correspondente (2ª coluna da tabela). Por exemplo, há 16 pixels com chuva média mensal entre 180 e 190 mm. Mas, isso representa muito ou pouco da região?

Perceba que trabalhar com as quantidades absolutas de ocorrência dificulta uma melhor compreensão da distribuição de valores, além de não ser a forma mais interessante de reportar esses resultados em um trabalho técnico ou

científico, e muito menos de comparar com outros estudos. Outras análises podem ter sido feitas para a mesma região e mesmo período de tempo, mas com imagens de resolução espacial diferente da do exemplo, o que impediria a comparação em termos de quantidades absolutas por classes. Por isso, é mais interessante trabalhar com as frequências relativas, em percentuais do total de pixels da imagem (3ª coluna). Na classe de 180 a 190 mm, há 38,1% dos pixels da imagem, ou seja, 38,1% da região se enquadra nessa classe. É uma informação mais completa e passível de interpretação e cruzamento com outros dados.

Imagem 1

212,3	203,5	199,3	189,9	186,2	180,1	181,9
214,1	200,1	188,9	177,6	174,5	181,6	183,0
217,0	206,7	195,0	175,8	177,3	180,7	185,8
209,4	194,8	178,1	175,5	182,4	188,6	182,5
189,1	177,2	171,5	182,0	181,6	194,5	190,9
172,6	163,8	150,3	174,8	179,0	189,3	195,2

Classe	Quantidade por classe		Quantidade acumulada	
	Absoluta	Percentual do total (%)	Absoluta	Percentual do total (%)
150 a 160	1	2,4%	1	2,4%
160 a 170	1	2,4%	2	4,8%
170 a 180	11	26,2%	13	31,0%
180 a 190	16	38,1%	29	69,0%
190 a 200	13	31,0%	42	100,0%
Total	42	100,0	42	100,0

Figura 3.10 - Quantificação da frequência de ocorrência de pixels de um raster (imagem 1, cujos atributos são chuvas médias mensais em mm) em função de faixas de valores dos atributos (classes), em termos absolutos (quantidade de pixels) e em termos de percentual do total da imagem; mostra-se, também, os quantitativos acumulados ao longo da sequência de classes, tanto em termos absolutos quanto em percentuais do total.

No exemplo em questão foi feita, também, a determinação da quantidade acumulada de pixels ao longo das classes (4ª coluna). Referente à classe 180 a 190 mm, há 29 pixels situados em classes inferiores ou nela própria (= 1 + 1 + 11 + 16). Ao converter esses quantitativos para percentuais do total (5ª coluna), também se obtém informação mais compreensível: 69% dos pixels da imagem, ou 69% da imagem, tem atributo menor ou dentro do intervalo 180 a 190 mm.

A construção gráfica do histograma de frequências permite visualmente melhor compreensão da distribuição dos dados e a melhor identificação de padrões do que a observação direta dos números em tabela. Para o exemplo discutido anteriormente, os gráficos dos histogramas tanto em termos de quantidades absolutas quanto relativas são mostrados na Figura 3.11. Em cada um deles, mostra-se o histograma das quantidades por classe e a curva das quantidades acumuladas.

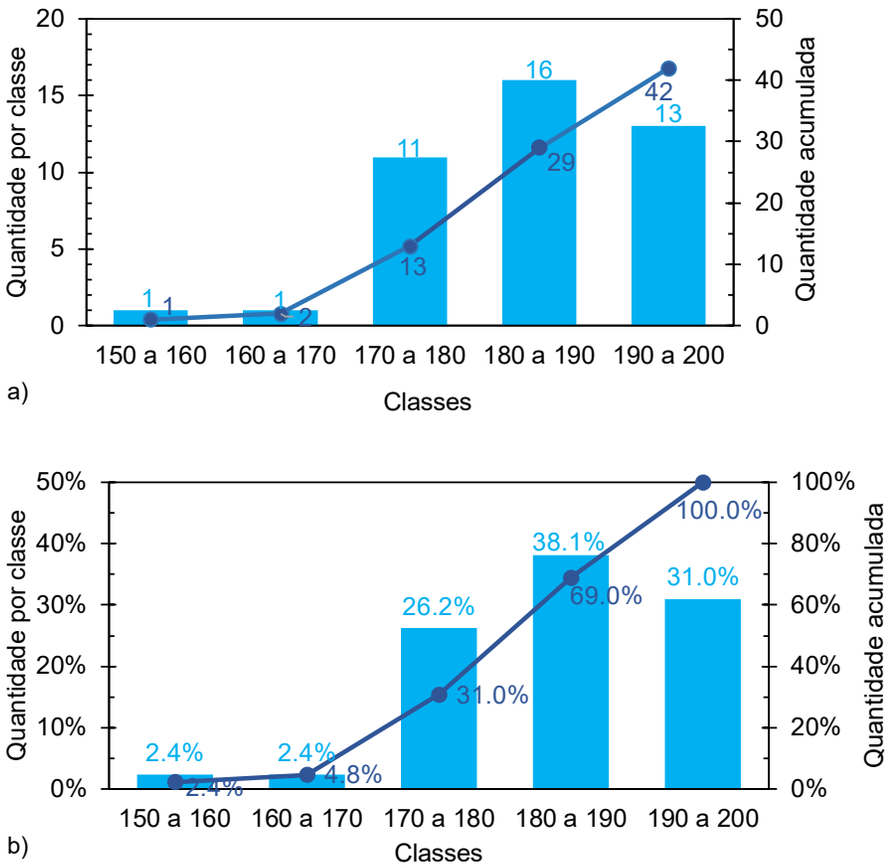


Figura 3.11 - Histograma de frequência da ocorrência de pixels de um raster (imagem 1 na figura anterior; atributo representa chuva média mensal em mm), em função de faixas de valores dos atributos (classes), em termos absolutos, de quantidade de pixels (a), e em termos relativos, de percentuais do total (b).

Se uma imagem tem como atributo uma grandeza qualitativa, como tipos de solos, por exemplo, o histograma de frequência envolve, geralmente, classes de valores únicos, ao invés de faixas de valores. No exemplo da Figura 3.12, tem-se uma imagem com atributo que assume valores 0, 1, 2, 3 ou 4. O histograma correspondente foi elaborado contabilizando a ocorrência de pixels com atributo igual a cada um desses valores. O restante do procedimento, quanto à determinação de quantidades absolutas e relativas, e até as quantidades acumuladas, segue analogamente ao já explicado para o exemplo anterior.

Imagem 2

2	1	1	1	0	1	1
3	2	2	2	0	0	2
4	2	3	1	2	2	1
3	4	3	2	2	3	4
1	2	1	1	2	4	3
2	1	0	3	3	4	4

Classe	Quantidade por classe		Quantidade acumulada	
	Absoluta	Percentual do total (%)	Absoluta	Percentual do total (%)
0	4	9,5	4	9,5
1	11	26,2	15	35,7
2	13	31,0	28	66,7
3	8	19,0	36	85,7
4	6	14,3	42	100,0
Total	42	100,0	42	100,0

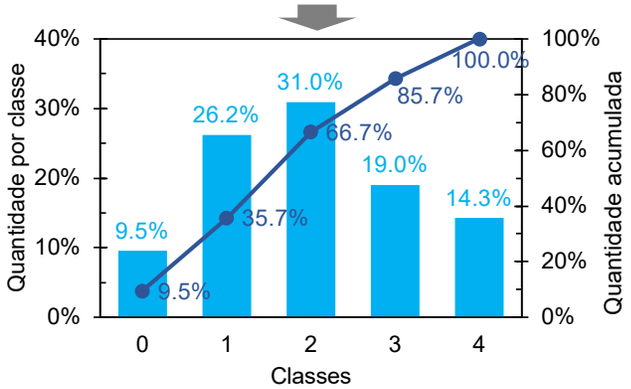


Figura 3.12 - Quantificação da frequência de ocorrência de pixels de um raster (imagem 2, cujos atributos são tipos de uso do solo) em cada classe, em termos absolutos (quantidade de pixels) e em termos de percentual do total da imagem; mostra-se, também, os quantitativos acumulados ao longo da sequência de classes, tanto em termos absolutos quanto em percentuais do total, e o histograma de frequência em termos relativos ao total.

3.7 Mudança de resolução espacial

Uma característica fundamental de um raster é a sua resolução espacial. Por motivos como compatibilização e cruzamento entre planos de informação, redução da quantidade de espaço de armazenamento dos dados ou redução do custo de processamento, pode-se proceder à mudança da resolução espacial de um raster. A forma mais comum é a mudança para degradar a resolução espacial, ou seja, aumentar o tamanho do pixel. Por exemplo, passar um raster que tem 30 m de resolução espacial para a resolução espacial de 120 m. Nesse caso, tem-se um fator de degradação igual a 4 (= 120/30), o que indica que o raster resultante da operação tem reduzida a quantidade de linhas e a quantidade de colunas em 4 vezes, ou seja, redução da quantidade de pixels igual a 16 vezes.

Há casos em que se deseja refinar a resolução espacial, reduzindo o tamanho do pixel. Por exemplo, a partir de um raster com resolução 30 m, gera-se outro raster com resolução de 10 m. Tem-se, nesse caso, um fator de expansão igual a 3 (=30/10). É possível, também, fazer a mudança de resolução com fator de degradação ou de expansão sem ser um valor inteiro. Por exemplo, passar de 30 m para 100 m (fator de degradação igual a 3,33) ou de 30 m para 20 m (fator de expansão igual a 1,5).

A degradação da resolução espacial consiste em gerar um novo raster em que cada pixel tem atributo calculado em função de um conjunto de pixels da imagem original. Se a operação corresponde a um fator de degradação de valor inteiro, ou seja, se há multiplicidade entre resoluções original e degradada, esse cálculo em geral é feito por métodos como da média, moda, valor mínimo, valor máximo ou pixel central (Figura 3.13). No exemplo em questão, um pixel da imagem degradada corresponde a nove pixels da imagem original.

O método da média atribui ao pixel degradado o valor da média aritmética dos atributos dos pixels correspondentes na imagem original. É uma abordagem recomendada para grandezas quantitativas, como chuva média anual, em que faz sentido calcular média, mas não para grandezas qualitativas, como tipos de solo. No exemplo da Figura 3.13-b, a média aritmética de nove pixels é o valor atribuído ao pixel da imagem degradada.

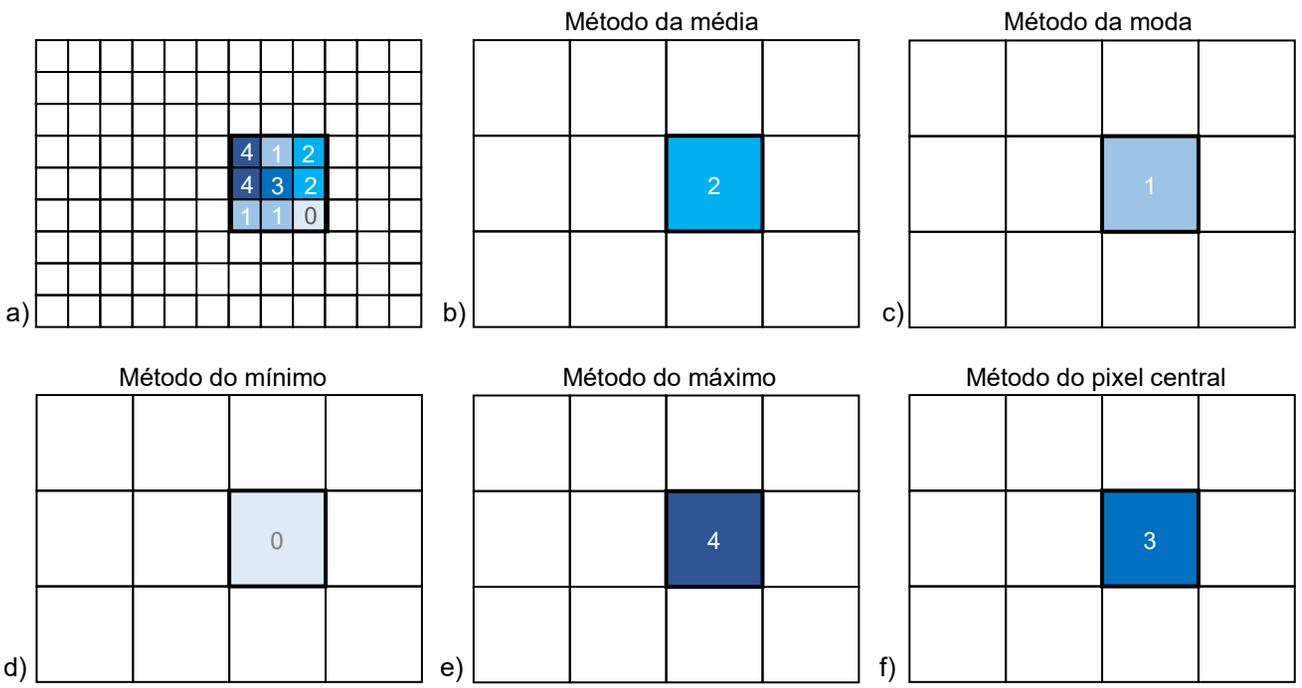


Figura 3.13 - Exemplo de métodos de degradação da resolução espacial de um raster, por um fator de degradação igual a 3: a) Raster a ser degradado, com indicação dos atributos de alguns pixels; b), c), d), e), f) Rasters gerados pela degradação da resolução espacial do raster indicado em a), via métodos da média, moda, mínimo, máximo e pixel central, respectivamente; o valor indicado nos rasters b), c), d), e), f) se refere ao pixel da imagem degradada correspondente aos nove pixels destacados na imagem original.

No método da moda, também conhecido como pixel majority, o pixel degradado recebe o valor que mais se repete dentre os pixels refinados aos quais ele corresponde (Figura 3.13-c). No exemplo em questão, o atributo 1 é o valor que mais se repete e, por isso, foi considerado o atributo do pixel correspondente na imagem degradada. Essa operação de

degradação da resolução espacial pelo método da moda não é recomendada para um raster com grandeza quantitativa, não fazendo sentido principalmente se os valores forem números decimais.

Os métodos de valor mínimo e valor máximo atribuem ao pixel degradado o mínimo ou máximo valor dentre os pixels da imagem original, respectivamente (Figura 3.13-d e Figura 3.13-e). O método do pixel central, também conhecido como pixel thinning, estabelece que o atributo do pixel degradado é o valor do pixel central da janela correspondente na imagem original.

No exemplo da Figura 3.13-f, o pixel de valor 3 da imagem refinada está situado na posição central relativa à janela que define o pixel da imagem degradada. Caso não haja um pixel central verdadeiro (por exemplo, pixel degradado abrange 4 linhas e 4 colunas de pixels da imagem original), regras adicionais existem nos softwares para fazer a escolha de qual pixel tomar o atributo. Um exemplo é a identificação do pixel central na imagem original como sendo aquele cujo centroide está mais próximo do centroide do pixel degradado. Nesse caso, o método do pixel central é conhecido também como método do vizinho mais próximo.

Dependendo do propósito da operação e do interesse do usuário, os métodos de valor mínimo, valor máximo e valor central podem ser aplicados tanto a grandezas quantitativas quanto qualitativas. É interessante destacar que os métodos da moda, mínimo, máximo e pixel central são exemplos de abordagens que preservam valores originais na imagem resultante, isto é, a imagem degradada apresenta como atributos dos pixels valores que existem na imagem original. O método da média, por outro lado, gera valores distintos dos que existem na imagem original. Isso é apontado por alguns autores como desvantagem da aplicação desse método, no sentido de criar artificialmente valores que não existem na informação original.

Outra abordagem para a degradação da resolução espacial de uma imagem é o emprego de métodos de interpolação, como a interpolação bilinear, a convolução cúbica ou do tipo spline. Dependendo do método utilizado, o valor do atributo do pixel da imagem degradada é resultante de um conjunto de pixels da imagem original mais abrangente do que o conjunto formado por aqueles pixels de mesma equivalência espacial. Basicamente, por interpolação entende-se como estimar um valor de uma variável em um ponto do espaço baseado no valor dos pontos ao redor desse ponto, que é a vizinhança.

Como resultado, a superfície interpolada por métodos como bilinear, convolução cúbica e spline é mais suavizada do que a obtida por métodos como o método do vizinho mais próximo, sendo que os valores calculados não necessariamente existem na imagem original. Para uma grandeza qualitativa, esse tipo de interpolação não pode ser usado, portanto. Para uma grandeza quantitativa, qualquer desses métodos pode ser usado a princípio, conforme o propósito da operação e o interesse do usuário.

A operação inversa, de refinamento da resolução espacial, tem como método mais usual simplesmente a repetição do atributo do pixel da imagem original como atributo dos pixels da imagem refinada. No exemplo da Figura 3.14, o pixel degradado tem atributo 2 e dele são gerados 9 pixels na imagem refinada, todos com atributo 2. Esse método simplesmente considera que, como não há informação sub-pixel na imagem original, não é criada informação adicional. Apenas se multiplicou a quantidade de linhas e colunas, mas permanece a mesma qualidade da informação. No exemplo mencionado, toda a área do pixel da imagem degradada que tinha atributo 2 continua também com esse valor, mas agora essa área é representada por 9 pixels ao invés de um único elemento.

Analogamente ao caso da degradação da resolução espacial, métodos de interpolação matemática podem ser usados para o processo de refinamento da resolução espacial de uma imagem. Pela forma de operação, esses métodos geram superfícies mais suavizadas. Visualmente, essas superfícies aparentam mais agradáveis ao usuário, que enxerga

maior variabilidade espacial e transições de valores mais graduais ao longo da imagem. Entretanto, deve-se ter bastante cautela nesse tipo de operação, pois se está claramente gerando artificialmente informações mais detalhadas do que há originalmente. O efeito visual mais agradável pode ser meramente estético, não representando a realidade daquela variável representada no raster.

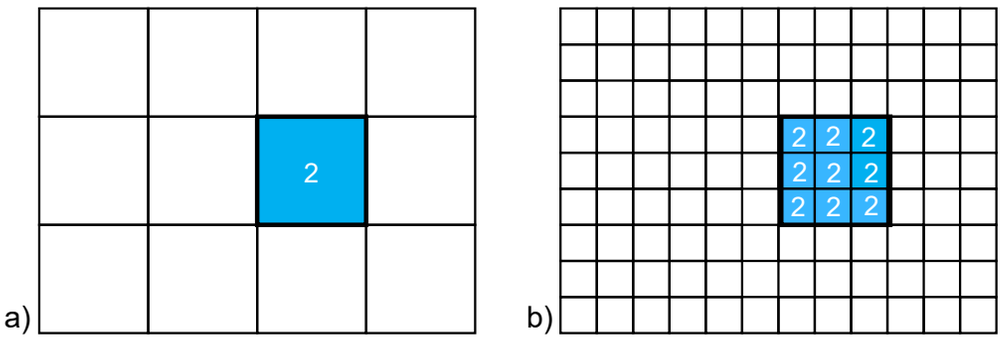


Figura 3.14 - Exemplo de método de refinamento da resolução espacial de um raster, por um fator de expansão igual a 3: a) Raster a ser refinado, com indicação do atributo de um pixel para exemplificação; b) Raster gerado pelo refinamento da resolução espacial do raster indicado em a), via método simplificado de repetir o atributo do pixel da imagem original para todos os pixels correspondentes da imagem refinada.

3.8 Aritmética de rasters

Dados geográficos no formato raster são particularmente úteis para o cruzamento entre diferentes planos de informação. Em geral, idealmente isso requer que os rasters a serem cruzados tenham mesma resolução espacial e mesma quantidade de linhas e colunas, ou seja, mesma abrangência espacial. Como um raster tem estrutura matricial, operações aritméticas como adição, subtração, multiplicação e divisão entre dois rasters implicam em cálculos pixel a pixel: cada pixel de uma imagem com o seu correspondente na outra imagem (Figura 3.15). Esse é o procedimento padrão, disponível em praticamente todos os softwares de SIG.

Por exemplo, sejam as imagens 1 e 2 mostradas na Figura 3.15. Ao fazer uma operação de adição entre essas imagens, o pixel A3 da imagem resultante é determinado por A3 = A1 + A2. Analogamente, para o pixel B3, tem-se B3 = B1 + B2 e assim para todos os pixels da imagem. A imagem resultante tem mesma quantidade de linhas e colunas das imagens usadas na operação, além de mesma abrangência espacial e resolução espacial.

Alguns softwares, contudo, permitem fazer esse tipo de operação entre duas imagens mesmo havendo diferença de resolução espacial entre elas ou diferenças quanto à abrangência espacial. Em outras palavras, podem fazer a operação entre rasters sem haver a equivalência exata de 1 pixel de uma imagem para 1 pixel da outra imagem. Internamente à execução da operação matemática, o software realiza procedimentos para tomar decisões e fazer as compatibilizações necessárias. Por exemplo, identifica pela localização geográfica dos pixels a correspondência entre os pixels das duas imagens e decide pela não realização da operação quando não é encontrada uma correspondência.

.

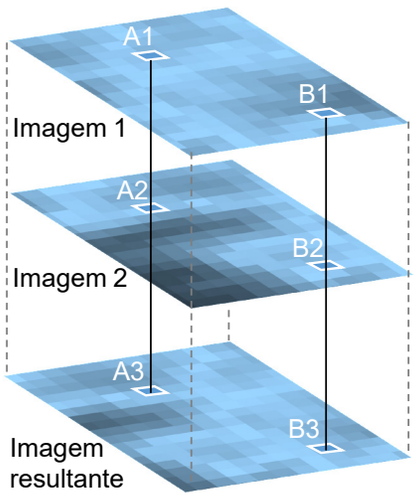


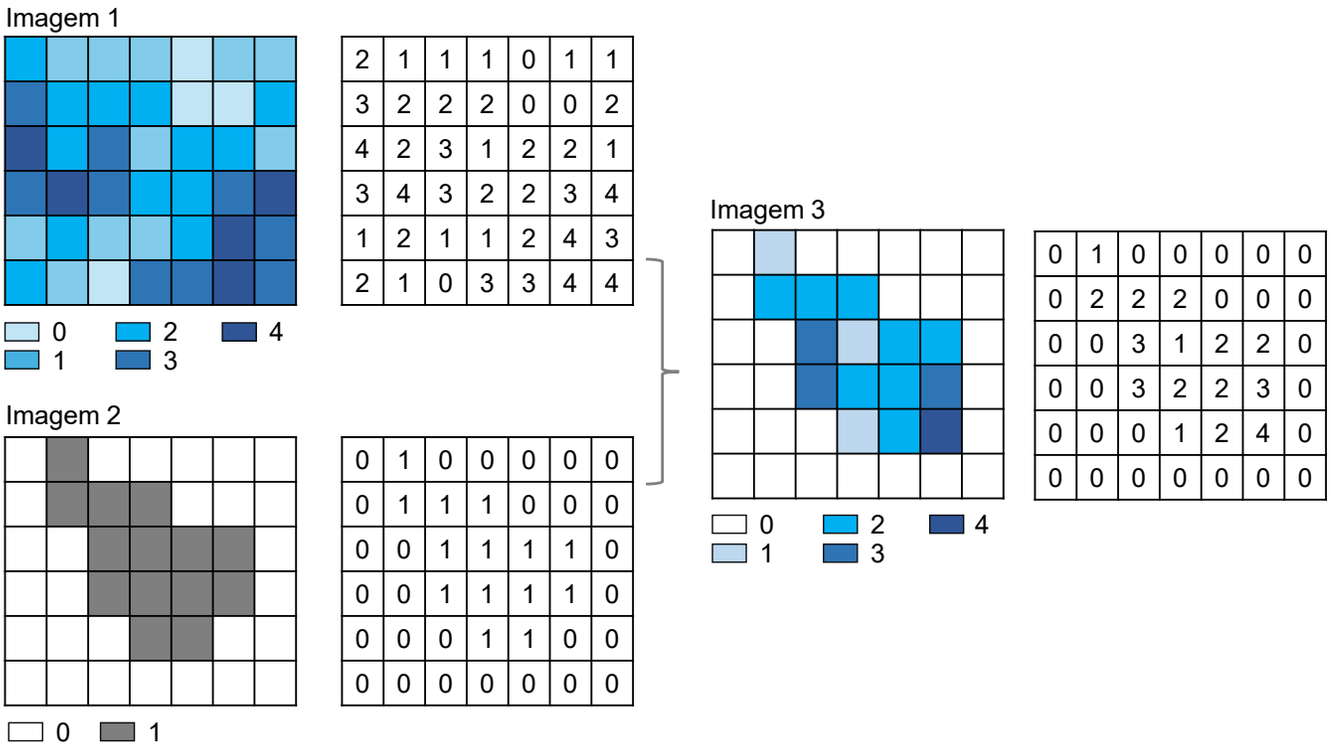
Figura 3.15 - Exemplo de operação aritmética entre dois rasters, que envolve aplicar a operação pixel a pixel, entre os correspondentes elementos da imagem 1 e imagem 2, para gerar o pixel específico na imagem resultante: pixel A1 com pixel A2, para obter o pixel A3; pixel B1 com pixel B2, para obter o pixel B3.

Em alguns casos, o usuário tem acesso a opções para configurar esse procedimento. Por exemplo, o usuário pode escolher se a imagem resultante deve ter extensão espacial segundo uma das duas imagens usadas na operação ou mesmo se essa abrangência é a união das abrangências dos dois rasters. Outro exemplo é o usuário decidir se a resolução espacial da imagem resultante deve ser igual à resolução de uma das duas imagens de entrada.

Como regem as propriedades da matemática, nas operações de adição e multiplicação entre dois rasters, a ordem das imagens para efetuar a operação não influencia no resultado. Nas operações de subtração e divisão, a ordem das imagens importa e altera o resultado.

A operação de multiplicação entre rasters pode ser usada como artifício para que um raster tenha pixels com atributo válido apenas dentro de uma determinada região de interesse (Figura 3.16). Para isso, precisa haver um raster definindo essa área de interesse, sendo composto por pixels com atributo de valor 1 dentro dessa área e pixels com valor zero (ou null data) fora dessa área. A imagem 2 na referida figura é um exemplo de raster usado para essa finalidade.

Esse tipo de raster como o da imagem 2 é também conhecido como máscara. Ao multiplicar o raster cujos atributos se quer restringir a uma determinada região (imagem 1) por esse raster de atributo 1 ou 0 (imagem 2), obtém-se uma imagem resultante (imagem 3) com: i) pixels de mesmo atributo da imagem 1, quando esses pixels estão situados na área de interesse (definida pelo atributo de valor 1 na imagem 2); ou ii) pixels de atributo zero, quando esses pixels não fazem parte da região de interesse (definida pelo atributo zero na imagem 2).



2	1	1	1	0	1	1
3	2	2	2	0	0	2
4	2	3	1	2	2	1
3	4	3	2	2	3	4
1	2	1	1	2	4	3
2	1	0	3	3	4	4

0	1	0	0	0	0	0
0	1	1	1	0	0	0
0	0	1	1	1	1	0
0	0	1	1	1	1	0
0	0	0	1	1	0	0
0	0	0	0	0	0	0

0	1	0	0	0	0	0
0	2	2	2	0	0	0
0	0	3	1	2	2	0
0	0	3	2	2	3	0
0	0	0	1	2	4	0
0	0	0	0	0	0	0

Figura 3.16 - Exemplo de operação de multiplicação de um raster (imagem 1) por outro (imagem 2), visando obter um resultado (imagem 3) que consiste na imagem 1 com pixels válidos apenas correspondentes aos pixels com atributo 1 na imagem 2, os quais definem uma região de interesse, ou máscara.

3.9 Operações aritméticas entre rasters e escalares

Em algumas situações, precisa-se fazer uma operação aritmética de um raster com uma grandeza escalar, um número. Exemplo comum dessa necessidade é a conversão de unidade do atributo de um raster. Suponha um raster que representa a menor distância de cada ponto até alguma estrada, e que ele foi obtido na unidade de metros (Figura 3.17). Para converter a unidade do atributo desse raster de distâncias para quilômetros, divide-se o raster por 1000. A operação consiste, simplesmente, em dividir o valor armazenado em cada pixel por 1000 e guardar o resultado como atributo do pixel correspondente no raster gerado. Essa operação pode ser vista como se fosse a operação entre dois rasters, substituindo o escalar por um raster cujo atributo é uniforme para todos os pixels e igual ao valor do escalar (Figura 3.18). A operação se procede pixel a pixel, como já tratado no item anterior acerca da aritmética entre dois rasters.

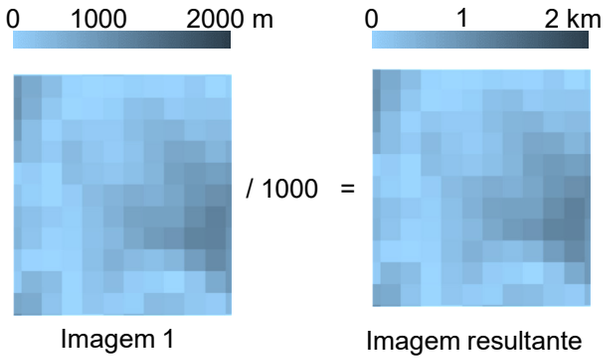


Figura 3.17 - Exemplo de operação aritmética de divisão entre um raster (imagem 1) e um escalar (valor 1000), resultando em um raster no qual cada pixel é o valor do pixel correspondente na imagem 1 dividido por 1000 (imagem resultante).

Deve ser observado que a operação aritmética do tipo adição, subtração, multiplicação e divisão entre um raster e um escalar altera o valor dos pixels, mas não muda o padrão de variabilidade espacial da variável representada no raster. Isso ocorre por envolver um valor (o escalar) que é constante para todos os pixels. No exemplo da Figura 3.17, ao manter o mesmo gradiente de cores reajustado para o intervalo entre valor mínimo e máximo do raster, tanto a imagem 1 quanto a imagem resultante aparentam exatamente os mesmos padrões espaciais. Quando essa operação foi representada de forma equivalente como a operação entre dois rasters na Figura 3.18, evidencia-se que a variabilidade espacial da imagem 1 é levada para a imagem resultante, já que a imagem 2 é uniforme espacialmente.

Outra observação importante é lembrar que não é possível guardar a unidade em si no raster, mas isso pode estar registrado nos metadados desse plano de informação, para evitar confusão em algum uso posterior desses dados.

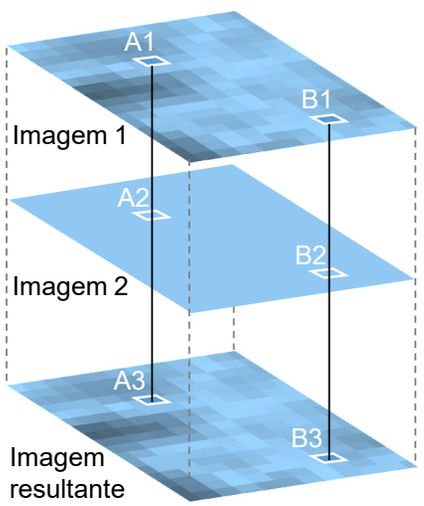


Figura 3.18 - Exemplo de operação aritmética entre dois rasters, sendo um deles (imagem 2) equivalente a um escalar, já que todos os pixels tem o mesmo atributo: a operação ocorre pixel a pixel, como entre dois rasters quaisquer (pixel A3 é resultante da operação entre pixels A1 e A2, enquanto pixels B1 e B2 resultam no pixel B3).

3.10 Aplicação de funções matemáticas

Além da operação aritmética entre rasters ou entre um raster e um escalar, pode-se aplicar funções matemáticas diretamente a um raster. Dentre as funções matemáticas mais usadas, destacam-se as funções trigonométricas (seno, cosseno e tangente), as funções trigonométricas inversas (arco seno, arco cosseno e arco tangente), função exponencial e função logarítmica.

A aplicação dessas funções a um raster funciona de forma análoga ao descrito para as operações aritméticas, com o cálculo para cada pixel individual para a determinação do valor do pixel na imagem resultante. Em cada pixel, o argumento da função matemática é o seu atributo na imagem de entrada, e o resultado é o atributo a ser gravado na imagem de saída (Figura 3.19).

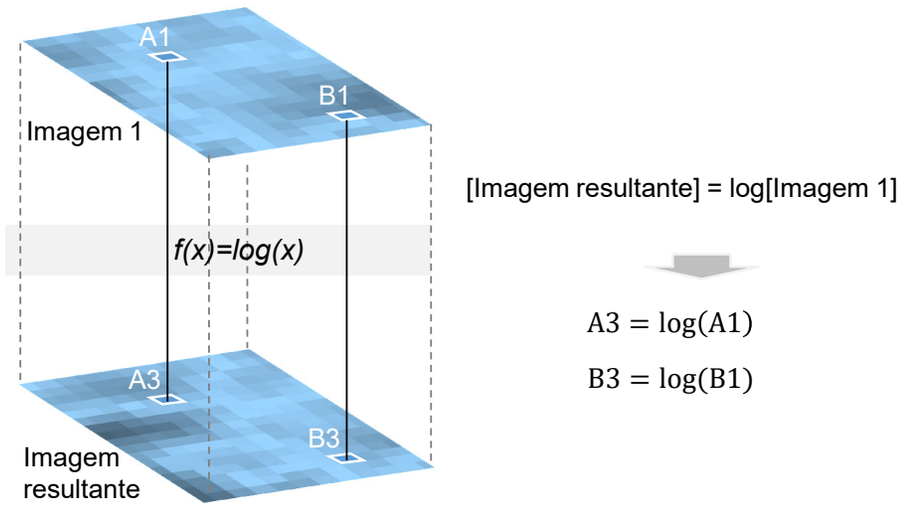


Figura 3.19 - Exemplo de aplicação de uma função matemática (função logarítmica) a um raster (imagem 1), para obter outro raster (imagem resultante), no qual cada pixel tem como atributo o valor do logaritmo do atributo da imagem 1.

Outros tipos de funções que podem ser desenvolvidas são aquelas que envolvem estatísticas descritivas, como o cálculo do valor máximo, do valor mínimo ou da média entre rasters. Para a operação da média entre duas imagens, cada pixel da imagem resultante é dado pelo resultado da soma dos valores dos pixels correspondentes nas duas imagens dividido por 2, ou seja, a média dos pixels correspondentes. No caso da função máximo ou mínimo aplicada a duas imagens, cada pixel na imagem resultante é determinado como sendo o maior ou menor dos valores dos dois pixels das imagens de entrada da operação, respectivamente.

Generalizando, pode-se pensar na operação combinada entre aritmética de rasters, aritmética com escalar e aplicação de funções matemáticas. O procedimento segue como descrito individualmente para cada tipo de operação, sendo que, agora, tem-se múltiplas operações que formam a expressão matemática estabelecida. Deve-se levar em conta, inclusive, a ordem de prioridade das operações e da presença de parênteses, colchetes e chaves, como já praticado usualmente em expressões numéricas na matemática. O que está entre parênteses deve ser resolvido antes do que está entre colchetes e, por último, o que está entre chaves. Assim como operações de potência ou raiz quadrada são resolvidas primeiro, para depois se resolver operações de multiplicação e divisão, e depois operações de adição e subtração.

Na Figura 3.20, exemplifica-se uma operação matemática combinada com várias operações envolvendo dois rasters. Inicialmente é calculada a tangente para cada pixel da imagem, depois calcula-se a raiz quadrada de cada pixel da imagem 2. Em seguida, multiplica-se esse resultado da operação inicial da imagem 2 pelo escalar 1,5 e depois esse resultado é somado pixel a pixel com o resultado da operação inicial de tangente aplicada à imagem 1.

Se o usuário define a expressão matemática por inteiro em algum software, o cálculo é feito sem que ele perceba a ordem que está sendo feita ou os resultados preliminares de cada parte da expressão. Mesmo assim, compreender que há regras quanto às prioridades das operações é fundamental para que o usuário escreva corretamente a expressão matemática a ser calculada, principalmente quanto ao posicionamento de parênteses, colchetes e chaves, quando necessário.

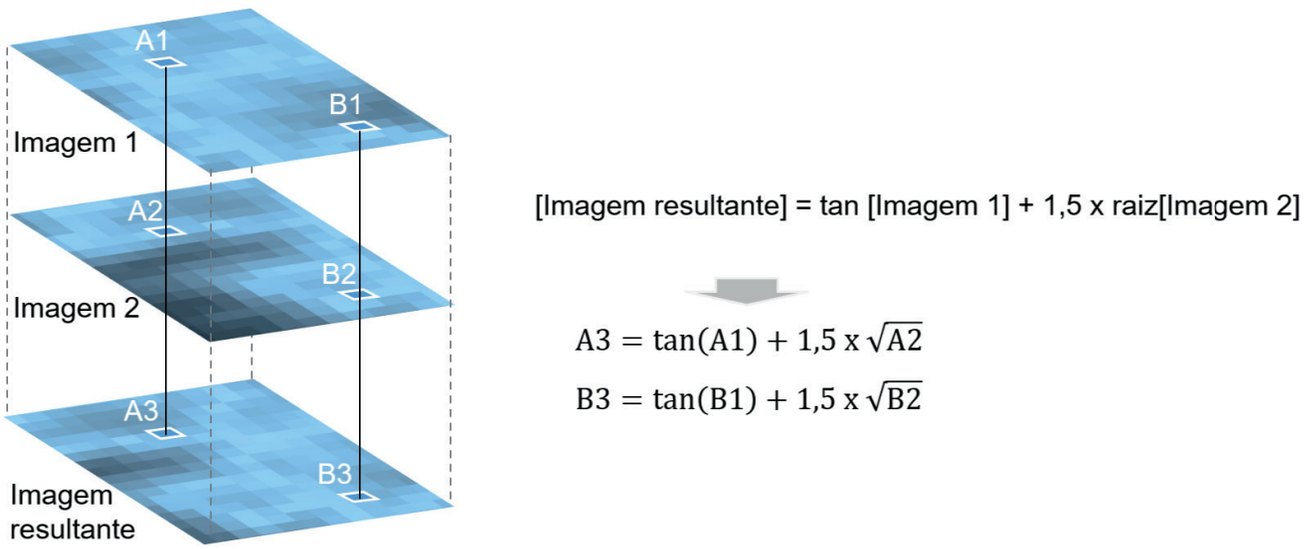


Figura 3.20 - Exemplo de aplicação de uma expressão matemática com múltiplas operações entre dois rasters (imagem 1 e imagem 2), para obter outro raster (imagem resultante), no qual cada pixel tem como atributo o valor obtido pela expressão matemática calculada com os atributos dos pixels correspondentes nas imagens 1 e 2.

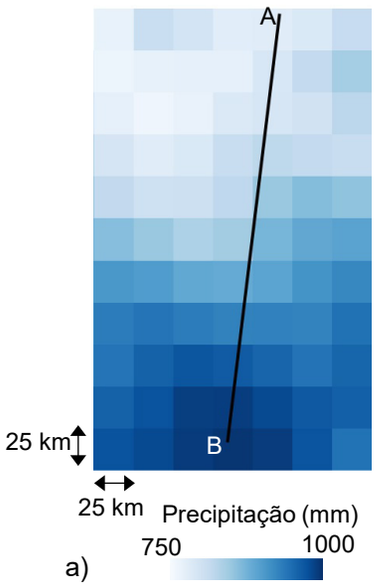
3.11 Perfil ao longo do espaço

Um raster representa a variação no espaço bidimensional (o plano xy) de um determinado fenômeno ou variável z. Algumas vezes, há o interesse em observar essa variabilidade de z ao longo de uma direção específica. Nesse caso, é feita a operação de gerar um perfil ao longo do espaço, a qual está disponível em praticamente qualquer software de SIG. É necessário especificar um vetor do tipo linha que define esse caminhamento ao longo do qual o raster vai ser perfilado. Essa linha é referida em geral como transecto.

Os pixels do raster que são cruzados pelo transecto tem os atributos registrados, bem como a posição de cada pixel ao longo da linha. Essa posição é indicada em termos de distância relativa à origem da linha, sendo o vértice inicial da linha o ponto de origem da contabilização da distância. É preciso saber qual o ponto inicial e o final da linha usada para gerar o perfil, evitando a interpretação do resultado na forma invertida em termos de caminhamento pela linha.

A cada pixel identificado para fazer parte do perfil corresponde um par de coordenadas distância e atributo, que são usualmente graficados nos eixos x e y, respectivamente. O resultado é um gráfico que indica a variação espacial do fenômeno representado no raster ao longo do transecto.

Na Figura 3.21 tem-se, como exemplo, um raster que indica a precipitação média anual em uma região, com resolução espacial de 25 km. O perfil desse raster ao longo da linha indicada, no sentido de A para B, é mostrado em termos dos pares de coordenadas distância e precipitação, bem como de forma gráfica. Observa-se um forte gradiente crescente de precipitação no sentido norte-sul, passando de menos de 800 mm para quase 1000 mm, ao longo de uma distância de 277 km.



779	817	807	788	789	797	822
774	780	783	783	800	824	849
782	772	779	796	801	808	831
803	812	797	819	829	825	820
825	856	814	828	857	876	862
867	856	842	850	877	883	898
910	905	893	890	897	915	927
937	945	837	932	932	931	945
944	961	872	968	959	946	959
961	976	889	990	982	969	963
976	982	892	996	992	975	947

b)

c)

Distância desde A (km)	Precipitação (mm)
0,00	789
38,00	800
66,00	801
94,00	829
119,00	857
146,00	877
174,00	890
200,00	932
229,00	968
255,00	990
277,00	996

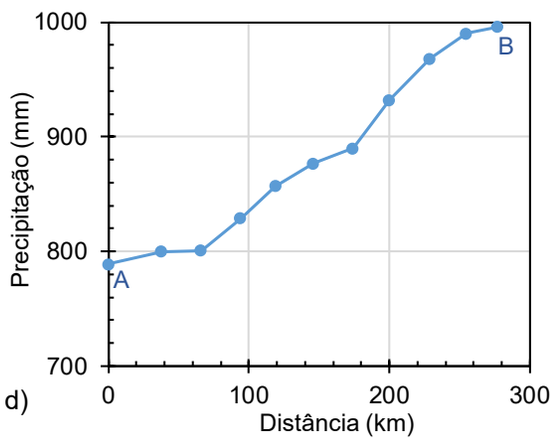
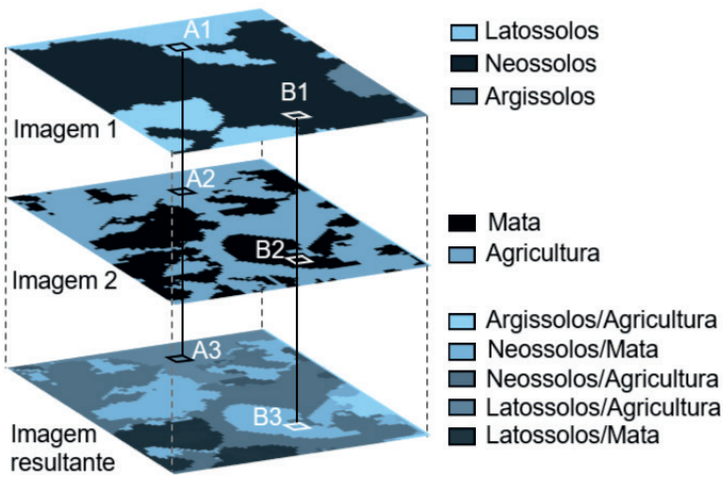


Figura 3.21 - a) Raster de precipitação média anual com indicação de transecto A-B; b) Matriz numérica do raster, com destaque em azul aos pixels situados ao longo do transecto; c) Pares de coordenadas distância e precipitação ao longo do transecto A-B; d) Perfil do raster de precipitação ao longo do transecto A-B.

3.12 Cruzamento entre rasters

Um tipo de operação entre rasters que não envolve cálculo matemático entre os atributos deles é o cruzamento de rasters. O objetivo desse tipo de análise é avaliar a combinação de ocorrência entre os atributos dos pixels correspondentes dos dois rasters.

No exemplo da Figura 3.22, tem-se na imagem 1 os tipos de solos da região (Latossolos, Neossolos e Argissolos) e, na imagem 2, uma classificação do uso do solo em categorias Mata e Agricultura. O cruzamento entre as duas imagens pode resultar em até 6 classes, que é o máximo de combinações possíveis entre os 3 tipos de solos e as 2 classes de uso do solo. No exemplo criado, há 5 combinações como indicado na legenda, já que não houve ocorrência de cruzamento entre Mata e Argissolos. O pixel A3, por exemplo, está na categoria Latossolos-Agricultura na imagem resultante, pois ele é resultado do cruzamento do pixel A1 (Latossolos, na imagem 1) com o pixel A2 (Agricultura, na imagem 2).



Tipo de solo (imagem 1)		Uso do solo (imagem 2)		Cruzamento tipo e uso do solo (imagem resultante)	
id	Nome	id	Nome	id	Nome
1	Argissolos	1	Mata	1	Argissolos/Mata
1	Argissolos	2	Agricultura	2	ArgissolosAgricultura
2	Neossolos	1	Mata	3	Neossolos/Mata
2	Neossolos	2	Agricultura	4	Neossolos/Agricultura
3	Latossolos	1	Mata	5	Latossolos/Mata
3	Latossolos	2	Agricultura	6	Latossolos/Agricultura

Figura 3.22 - Exemplo de cruzamento entre um raster de tipo de solos (imagem 1) e um raster de uso do solo (imagem 2), obtendo um raster (imagem resultante) dado pela combinação entre tipo e uso do solo nos pixels correspondentes.

O leitor deve lembrar que no raster não se pode guardar atributos que não sejam numéricos. Logo, na imagem 1 cada classe de solo tem um valor numérico representativo de seu código (o identificador 'id'), e o mesmo analogamente ocorre para a imagem 2. A imagem resultante também tem valores numéricos, distintos para cada classe.

A princípio, a operação de cruzamento entre imagens requer a existência de correspondência pixel a pixel entre as duas imagens, isto é, que ambas tenham a mesma abrangência espacial, mesma quantidade de linhas e colunas e, logo, mesma resolução espacial. As imagens 1 e 2 do exemplo anterior atendem a esses critérios, resultando na imagem resultante que tem mesmo tamanho de pixel e abrangência espacial que as duas imagens usadas na operação. A depender do software empregado, contudo, pode haver flexibilidade de permitir o cruzamento entre rasters que não coincidem quanto à resolução espacial e à abrangência espacial. Nesse caso, o próprio software internamente à operação de cruzamento realiza procedimentos para resolver e compatibilizar essas diferenças.

3.13 Filtragem espacial

3.13.1 Princípios e conceitos

A operação de filtragem espacial de uma imagem pode ser aplicada com diferentes finalidades, como melhoria espacial da imagem, incremento da qualidade visual da imagem, remoção ou substituição de ruídos, remoção ou substituição de valores indesejados ou aumento do contraste entre alvos.

A filtragem da imagem no domínio espacial, ou simplesmente filtragem espacial, envolve operações com a vizinhança de cada pixel em análise. O grupo de pixels da vizinhança envolvidos na operação, incluindo o pixel em análise, é referido como janela. A janela é, por definição, um subconjunto da imagem e pode ter diversos tamanhos, sendo também referida por máscara. O mais usual é trabalhar com janelas quadradas, que apresentam mesma quantidade de linhas e colunas, como janelas 3 x 3 (3 linhas por 3 colunas) ou 5 x 5 (5 linhas por 5 colunas) (Figura 3.23). Como é preciso haver um pixel central, as janelas são definidas com número ímpar de linhas e colunas.

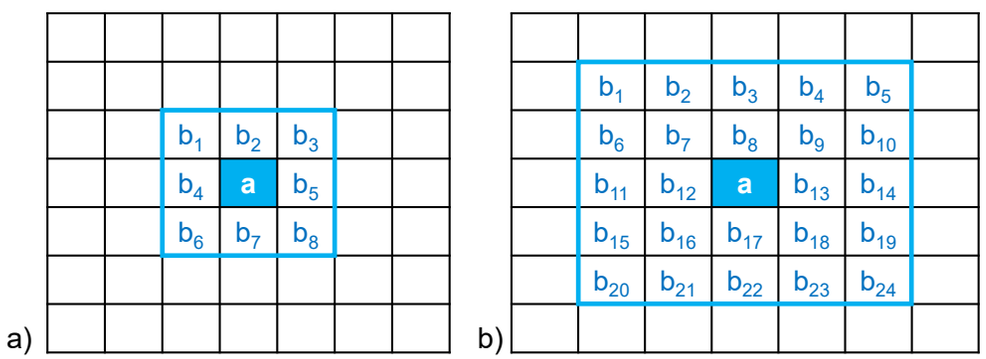


Figura 3.23 - Janelas móveis 3x3 (a) e 5x5 (b) para aplicação de filtragem espacial em um raster, onde 'a' representa o pixel central a ser filtrado em função dos pixels da vizinhança 'b_i', com i variando de 1 a 8 na janela 3x3 e i variando de 1 a 24 na janela 5x5.

No processo de filtragem, a janela definida é posicionada considerando cada pixel da imagem como o central em cada vez de aplicação do filtro. Sequencialmente, a janela se desloca ao longo das linhas e colunas da imagem e, por isso, a janela é referida como janela móvel. Um tratamento especial é necessário para aplicar os filtros a pixels localizados na borda ou próximos a borda da imagem, quando não é possível montar a janela com seu tamanho completo. Por exemplo, pode-se simplesmente adotar a regra de aplicar a filtragem de forma análoga ao modo padrão, mas considerando somente os pixels vizinhos localizados dentro da janela limitada pela borda. Outra regra pode ser não fazer a filtragem para pixels próximos a borda, que não apresente a quantidade completa de vizinhos definida pela janela do filtro

Ao aplicar um filtro com a janela móvel, um novo valor para o pixel central é calculado em função do tipo de filtro e dos valores contidos na janela, sendo essa operação repetida ao longo da imagem, com um pixel tomado como central em cada vez. Como os pixels da vizinhança influenciam o resultado, quanto maior a janela, maior o efeito da filtragem, já que a importância relativa do pixel central, que detém o valor original da imagem, é reduzida em função da maior quantidade de vizinhos incluídos na janela. Na janela 3x3, há 8 pixels vizinhos além do pixel central, enquanto na janela 5x5 há 24 pixels vizinhos ao redor do pixel central.

Esse tipo de filtragem espacial é conhecido como filtragem de convolução, havendo dois subtipos principais: filtros de suavização e filtros de detecção de bordas (Figura 3.24). Os filtros de detecção de borda visam principalmente ressaltar objetos ou regiões que se distinguem do entorno da imagem, pelo aumento do contraste entre eles. Foge ao propósito deste livro o aprofundamento desse tipo de filtragem, por não ser usualmente aplicado a Modelos Digitais de Elevação.

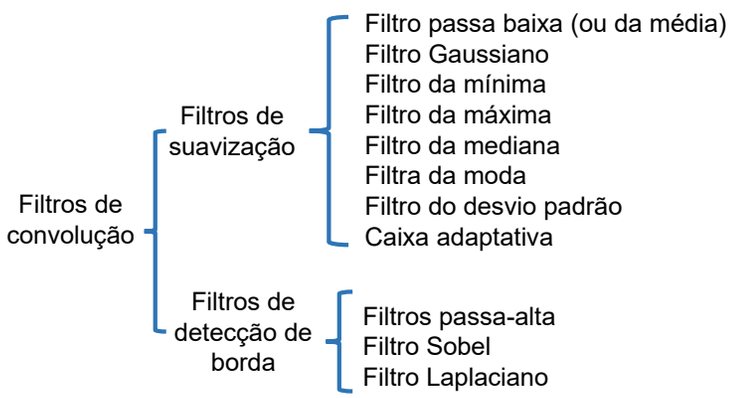


Figura 3.24 - Classificação dos principais tipos de filtragem espacial de imagens.

3.13.2 Filtros de suavização

A aplicação de filtros de suavização se refere, principalmente, à situação em que o interesse é amortecer ou reduzir a ocorrência de ruídos. O filtro da média, também conhecido como filtro passa-baixa, é o método mais simples de filtragem de suavização. A nomenclatura passa-baixa se refere a deixar passar as informações de baixa frequência e filtrar as de alta frequência, que seriam os ruídos presentes na imagem. Com esse filtro, o pixel central da janela móvel é substituído pela média aritmética dos pixels da vizinhança completa, incluindo ele mesmo.

No filtro passa-baixa padrão, cada pixel da janela tem o mesmo peso e a soma desses pesos é igual a 1. Por exemplo, em uma janela 3x3, cada pixel tem peso igual a 1/9, enquanto na janela 5x5 esse peso uniforme é de 1/25 e, na janela 7x7, é de 1/49 (Figura 3.25). O uso de pesos em uma janela de filtragem com soma igual ao valor unitário é referido como normalização e é recomendado para garantir que a imagem resultante tenha a mesma variação de valores da imagem de entrada.

É possível trabalhar com pesos distintos entre os pixels da vizinhança para aplicar um filtro da média e, ao mesmo tempo, manter a soma unitária para os pesos, como é o caso da média ponderada. Por exemplo, o pixel central poderia ter peso superior a todos os vizinhos e os vizinhos ortogonais ao pixel central poderiam ter peso maior do que os vizinhos diagonais (Figura 3.25-b).

a)

1/9	1/9	1/9
1/9	1/9	1/9
1/9	1/9	1/9

b)

1/16	2/16	1/16
2/16	4/16	2/16
1/16	2/16	1/16

c)

1/25	1/25	1/25	1/25	1/25
1/25	1/25	1/25	1/25	1/25
1/25	1/25	1/25	1/25	1/25
1/25	1/25	1/25	1/25	1/25
1/25	1/25	1/25	1/25	1/25

d)

1/49	1/49	1/49	1/49	1/49	1/49	1/49
1/49	1/49	1/49	1/49	1/49	1/49	1/49
1/49	1/49	1/49	1/49	1/49	1/49	1/49
1/49	1/49	1/49	1/49	1/49	1/49	1/49
1/49	1/49	1/49	1/49	1/49	1/49	1/49
1/49	1/49	1/49	1/49	1/49	1/49	1/49
1/49	1/49	1/49	1/49	1/49	1/49	1/49

Figura 3.25 - Pesos usados para aplicação de filtro passa-baixa em janelas 3x3 (a, b), 5x5 (c) e 7x7 (d), sendo as janelas a),c),d) referentes ao filtro passa-baixa padrão, correspondente à média aritmética, e a janela b) um exemplo de filtro passa-baixa de média ponderada; em todas as janelas, o pixel central é destacado em azul.

Os filtros de suavização da moda, mínimo, máximo, desvio padrão e mediana fazem a substituição do pixel central da janela pelos valores, respectivamente, da moda, mínimo, máximo, desvio padrão e mediana calculados na vizinhança.

Para exemplificar, tem-se a filtragem de um raster pelos filtros da média, moda e mínimo na Figura 3.26. Nessa figura, para quatro pixels tomados individualmente como pixel central, tem-se a indicação da janela 3x3 correspondente e o valor resultante quando aplicados os filtros da média, moda e mínimo, para melhor compreensão. Por exemplo, para o pixel de valor 1 destacado na Figura 3.26-c, a aplicação do filtro da média substitui tal valor por 3,5 enquanto os filtros da moda e do mínimo resultam ambos no valor 1 – considerando como vizinhança apenas os quatro pixels internos à janela e à imagem.

Deve ser observado como os resultados entre os filtros diferem consideravelmente, embora, como regra, a aplicação de qualquer um deles suavizou a imagem, aproximando os valores entre pixels vizinhos. Por exemplo, suponha que o

valor 9 na 2ª linha e 2ª coluna da imagem seja um ruído. Com a aplicação dos filtros, esse valor foi substituído por valores mais coerentes em relação à vizinhança. Porém, quase todos os demais pixels da imagem foram também substituídos. De fato, uma característica marcante dos filtros de suavização é a tendência de homogeneizar a imagem, o que é visto como uma desvantagem em alguns tipos de aplicações.

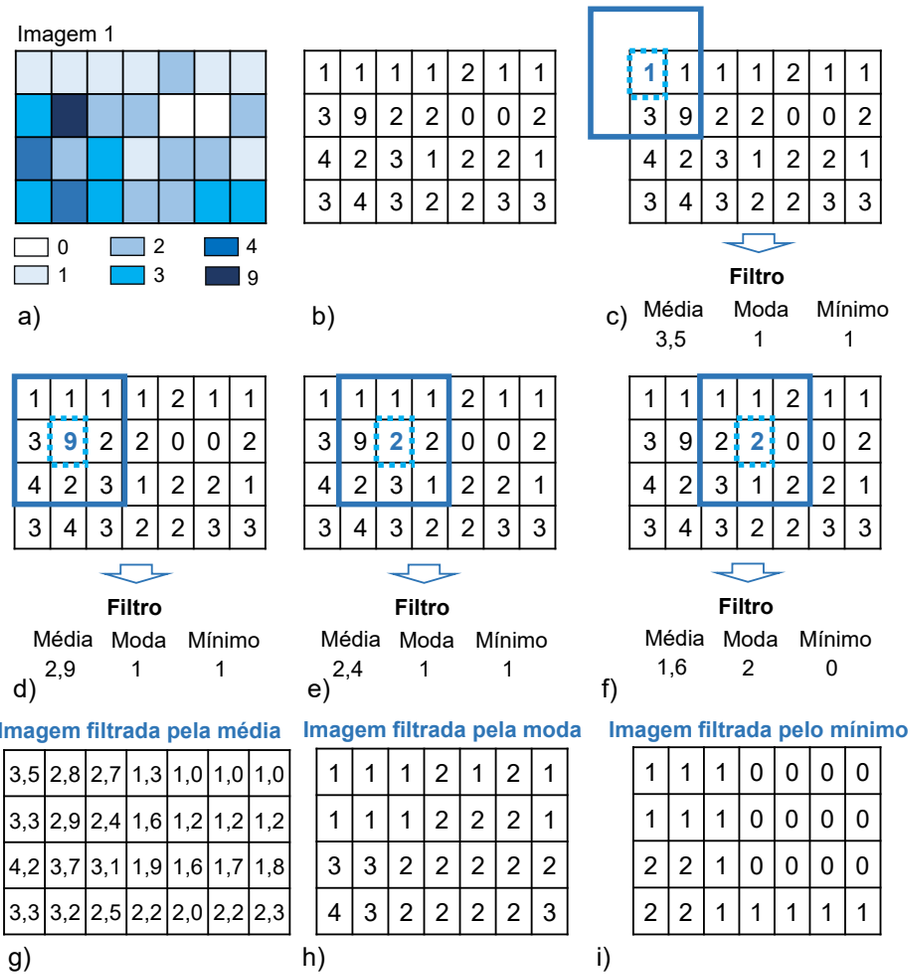


Figura 3.26 - Exemplo de aplicação de filtros da média, moda e mínimo a um raster: a), b) Raster a ser filtrado; c) Janela móvel 3x3 com restrição por estar centrada em um pixel de borda, e valores correspondentes obtidos da filtragem do pixel central; d),e),f) Deslocamento da janela móvel 3x3 ao longo da imagem e valores correspondentes obtidos com a filtragem do pixel central; g),h),i) Resultado da imagem 1 filtrada pela média, moda e mínimo, respectivamente.

A filtragem gaussiana ajusta uma curva gaussiana à janela móvel, resultando em maior peso ao pixel central e menores pesos a medida que se distancia dele ao longo da vizinhança. No caso de uma janela 3x3, os pesos indicados na Figura 3.25-b correspondem também a um filtro gaussiano, considerando que os vizinhos diagonais estão mais distantes do pixel central do que os vizinhos ortogonais. Com esse filtro, o efeito da suavização também ocorre, mas é ligeiramente inferior comparado ao da média, por exemplo, em função da diferenciação dos pesos e do maior peso atribuído ao pixel central.

Um filtro de suavização interessante para, particularmente, remover ruídos em uma imagem e amenizar o efeito indesejado de homogeneização em outras partes da imagem sem ruídos é o filtro da caixa adaptativa. A essência desse filtro é substituir o pixel da janela central somente se determinadas condições são aceitas. Essas condições, se ajustadas adequadamente, induzem à filtragem dos valores indesejados preservando os demais valores da imagem.

Um exemplo de condições para checagem se o pixel deve ser substituído ou não na aplicação de um filtro do tipo caixa adaptativa é (Eliason e McEwen, 1990):

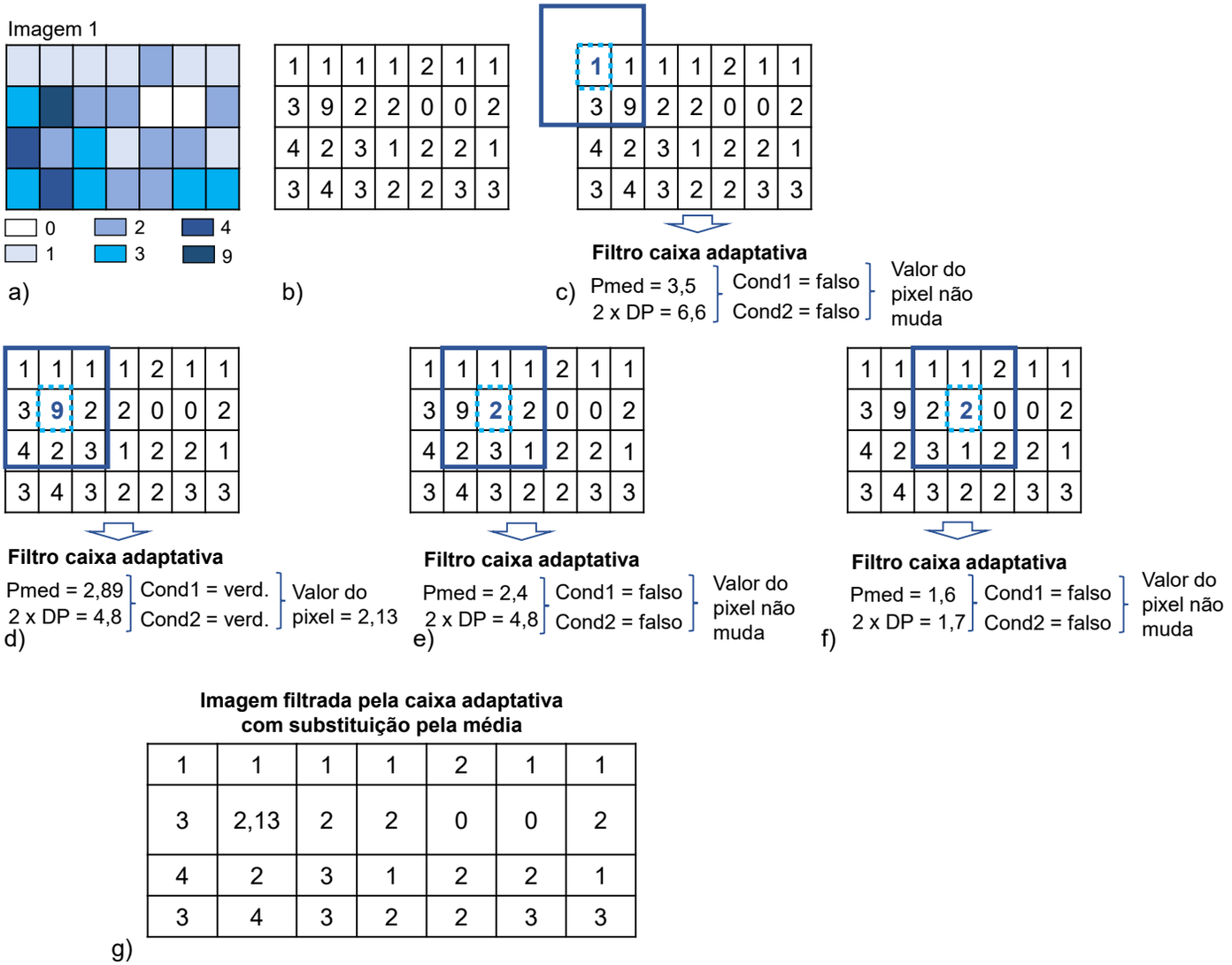
i) A diferença entre ele e a média dos pixels da janela é superior a um limiar 'L1';

ii) A diferença entre ele e a média dos pixels da janela é superior a um determinado número 'L2' de vezes o desvio padrão da janela.

Os valores 'L1' e 'L2' são parâmetros definidos pelo usuário. Se alguma das condições não é satisfeita para um determinado pixel, esse pixel não é substituído, ficando na imagem resultante com o valor original da imagem de entrada. Se ambas condições são satisfeitas para um pixel, esse pixel é substituído pela média dos vizinhos da janela, sem incluir ele próprio. Alternativamente, essa substituição pode ser pelo valor zero.

Na Figura 3.27, tem-se a aplicação do filtro de caixa adaptativa à mesma imagem trabalhada na Figura 3.26. O pixel suposto com ruído, com valor 9, foi identificado como tal pelo filtro, ao atender as duas condições impostas, e foi substituído pela média dos 8 vizinhos ao redor na janela 3x3. Todos os demais pixels da imagem permaneceram inalterados, pois não satisfizeram as condições necessárias para serem substituídos.

Um rebuscamento da aplicação do filtro da caixa adaptativa pode ser ainda considerando limiares Pmáx e Pmín que definem os valores máximo e mínimo, respectivamente, aceitáveis para os pixels da imagem serem incluídos nos cálculos como vizinhos. Na aplicação do filtro, em cada janela móvel a média e o desvio padrão são calculados apenas com os pixels vizinhos cujos valores estejam no intervalo definido pelos limites máximo e mínimo aceitáveis. A ideia é trabalhar apenas com valores considerados mais confiáveis ou aceitáveis para aquele fenômeno representado no raster.



g)

Imagem filtrada pela caixa adaptativa com substituição pela média

1	1	1	1	2	1	1
3	2,13	2	2	0	0	2
4	2	3	1	2	2	1
3	4	3	2	2	3	3

Figura 3.27 - Exemplo de aplicação de filtro da caixa adaptativa a um raster (imagem 1) com critérios de substituir pixels caso duas condições sejam satisfeitas: a diferença dele em relação à media (Pmed) da janela seja superior a 4 (Condição 1 – Cond1) e essa diferença seja superior a duas vezes o desvio padrão (2 x DP) da janela (Condição 2 - Cond2); a), b) Raster a ser filtrado; c), d), e), f) Deslocamento da janela móvel 3x3 ao longo da imagem e valores correspondentes de Pmed e 2 x DP, com indicação de verdadeiro ou falso para as duas condições; se ambas verdadeiras, pixel altera valor para a média dos vizinhos da janela, sem incluí-lo; g) Imagem filtrada resultante.

Capítulo 4

MDE: conceitos, fontes de dados e preparação

Este capítulo apresenta os fundamentos principais acerca de Modelos Digitais de Elevação. São apresentadas definições, descrição das principais características de um MDE e de operações básicas envolvendo esse tipo de dado, como recorte, concatenação, filtragem espacial e mudança da resolução espacial.

Neste capítulo também são discutidas as principais fontes de dados para obter MDEs. Em particular, especial atenção é dada na descrição de dezenas de fontes de dados de MDEs a nível global e gratuitos, traçando-se uma evolução histórica da disponibilização desse tipo de informação.

4.1 Formas de representação digital da topografia

A topografia do terreno ou da superfície da Terra usualmente pode ser representada digitalmente por várias formas, como por um conjunto de pontos cotados, curvas de nível, rede irregular de triângulos e no formato raster (Figura 4.1).

O conjunto de pontos com informações topográficas pode ser coletado por instrumentos tradicionais em solo, mas também abrange o conceito de nuvem de pontos, como é conhecida a informação gerada por levantamentos a laser, como tratado em mais detalhes adiante neste capítulo. Com as curvas de nível, consegue-se uma representação topográfica por meio de linhas ou contornos associados a elevações. Essas linhas podem ser obtidas por aerofotogrametria, levantamentos topográficos com instrumentos em solo ou outros procedimentos.

O TIN (Triangulated Irregular Network ou rede irregular de triângulos) representa a topografia por um conjunto de faces triangulares de tamanhos variados e inclinados. A partir de pontos amostrais com informações topográficas, são gerados triângulos sem sobreposição uns aos outros cobrindo toda a região dos pontos. A geração dos triângulos segue uma série de regras, que variam conforme o método de geração da malha triangular, sendo o método de Delaunay o mais amplamente utilizado.

Em áreas com relevo mais acidentado, ou seja, maior variação topográfica, a rede de triângulos apresenta maior densidade, com elementos de menores dimensões. Em áreas mais planas, há menor densidade de elementos, que tem maiores dimensões. Essa forma de representação topográfica facilita a visualização tridimensional do relevo e é eficiente computacionalmente quanto ao armazenamento da informação, por variar a densidade e dimensões dos elementos conforme a necessidade de maior ou menor detalhamento em cada porção da área.

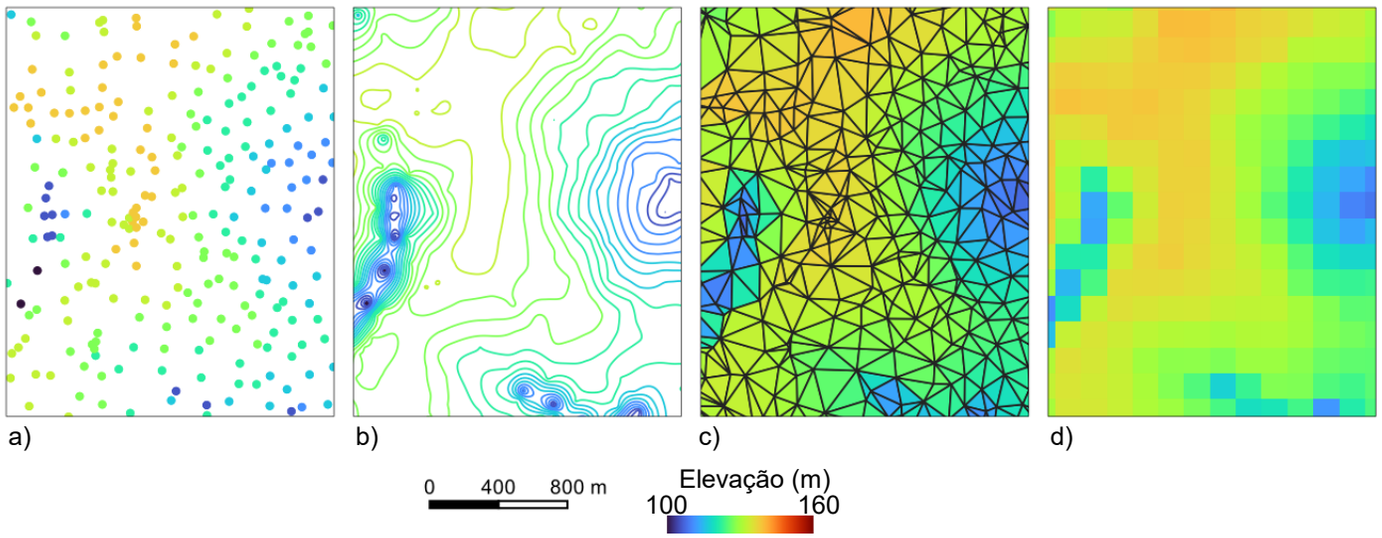


Figura 4.1 - Representação topográfica de uma mesma área, na mesma escala e com simbologia segundo uma mesma rampa de cores, nos formatos de pontos cotados (a), curvas de nível (b), rede de triângulos irregulares (c) e raster (d).

Contudo, devido à irregularidade dos triângulos, a organização, o armazenamento e a própria aplicação desse tipo de representação topográfica são relativamente mais complicados do que na forma de um raster, por exemplo. No TIN, é preciso guardar informações acerca da posição planimétrica dos triângulos e da relação topológica entre triângulos vizinhos, além da elevação dos pontos em si. O cruzamento e análise de um TIN com outros planos de informação derivados de dados de sensoriamento remoto, usualmente disponibilizados como rasters, também é relativamente complicado.

A outra forma de representar digitalmente a topografia é o formato raster. Trata-se, simplesmente, de uma grade ou matriz de valores de elevação do terreno ou superfície. De todas as formas para representar a topografia digitalmente, o formato raster é o mais usual atualmente, por três motivos principais. Primeiro, é uma forma muito simples e prática de organizar e lidar com a caracterização topográfica, dado que um raster nada mais é do que uma matriz numérica. Segundo, porque o formato raster facilita sobremaneira o desenvolvimento de análises e cruzamentos com outros planos de informação, principalmente quando também estão disponíveis no formato raster, que é o formato principal dos dados obtidos por sensoriamento remoto e um dos formatos mais trabalhados em SIG. O terceiro motivo é a preferência para a disponibilização de dados topográficos a partir de levantamentos globais por esse formato, como visto em mais detalhes adiante neste capítulo.

Como desvantagens do formato raster para representar dados de elevação, pode-se citar que essa estrutura não lida adequadamente com mudanças abruptas de elevação e que, em geral, o tamanho do pixel influencia no uso da informação e na eficiência computacional de lidar com esses dados (Moore et al., 1991).

4.2 O que é um Modelo Digital de Elevação

De forma mais ampla, um Modelo Digital de Elevação (MDE) pode ser definido como um conjunto ordenado de números que representam a distribuição espacial de elevação, medida em relação a um referencial vertical (Moore et

al., 1991). Em síntese, um MDE é uma representação digital da topografia do terreno ou da superfície da Terra. A forma mais comum de um MDE é o formato raster. Nesse caso, tem-se um raster cujo atributo é a elevação do terreno: em cada pixel, o valor numérico armazenado representa a elevação em relação a determinado referencial vertical.

Entretanto, o leitor deve recordar que o pixel ocupa uma área geográfica. Por isso, o valor do pixel é uma representação da variável da imagem sobre toda a área do pixel. Ou seja, ao trabalhar com um raster, assume-se que, na área ocupada por cada pixel, a variável representada é uniforme espacialmente. Acontece que, quase sempre, a variável não é uniforme nessa área do pixel no mundo real. Há, de fato, uma variação, mas que é ignorada no raster, por ser sub-pixel essa variação, ou seja, inferior ao tamanho do pixel.

Para um raster que representa um MDE, na área ocupada por cada pixel a única informação acerca da elevação do terreno é o atributo do pixel. Por exemplo, seja um MDE com resolução espacial de 30 m como exemplificado na Figura 4.2. Na área de 900 m² (= 30 m x 30 m) ocupada por cada um dos três pixels em destaque, a topografia segundo o MDE é uniforme com elevação igual ao atributo de cada um deles. No mundo real, existe variação topográfica nessa área ocupada por cada pixel, mas tal variação não é representada nesse MDE, dada a sua resolução espacial.

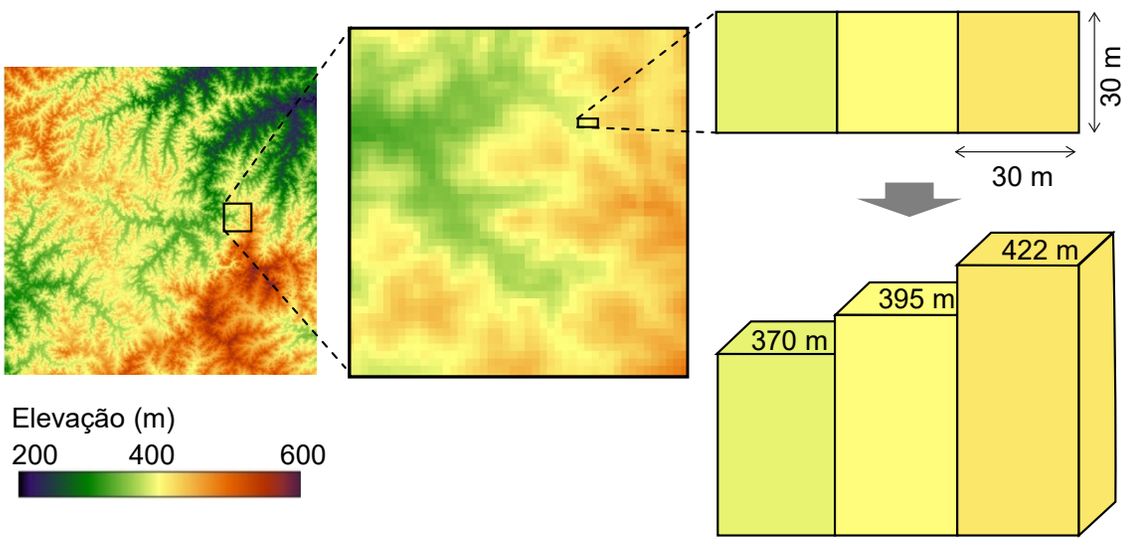


Figura 4.2 - Modelo Digital de Elevação no formato raster de resolução espacial igual a 30 m, com detalhamento de uma região suficiente para enxergar os pixels, e destaque maior para um conjunto de três pixels, cuja visualização 3D é também apresentada.

Olhando de perto os três pixels destacados na Figura 4.2, percebe-se como o MDE representa a topografia com degraus. Esse é o efeito limitante da discretização espacial com que se representa esse campo de informações que é a topografia, cuja variação real é contínua. Quanto maior o refinamento da discretização espacial (pixel de menores dimensões), maior aproximação ocorre entre a representação discretizada do MDE e a variação topográfica contínua real. Isso é mais marcante quanto mais acentuado é o relevo da região.

4.3 Modelo Digital de Superfície versus Modelo Digital do Terreno

O MDE é um termo amplo, que abrange os conceitos de MDS (Modelo Digital da Superfície) e MDT (Modelo Digital do Terreno) (Figura 4.3). A rigor, MDS e MDT não são sinônimos entre si, nem equivalentes a MDE. O MDS é a representação digital da topografia da superfície da Terra, incluindo artefatos acima do terreno, como edificações e vegetação (Figura 4.4). O MDT é a representação topográfica do terreno propriamente, sem considerar esses artefatos. Pode-se dizer que tanto o MDS quanto o MDT são MDEs, mas não o contrário.

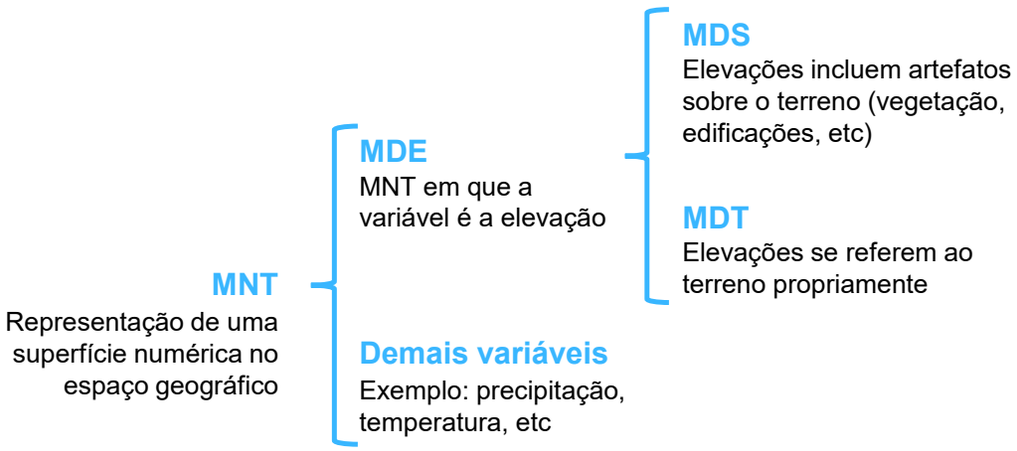


Figura 4.3 - Organização relacional entre o significado dos termos Modelo Numérico do Terreno (MNT), Modelo Digital de Elevação (MDE), Modelo Digital de Superfície (MDS) e Modelo Digital do Terreno (MDT).

Por confusão de conceitos e falta de padronização, muitas vezes se encontra o uso indistinto entre os termos MDS, MDT e MDE na literatura, ou mesmo a separação entre eles, mas de forma equivocada em relação ao que deveria ser. Alguns autores, entretanto, preferem adotar MDE para o modelo que representa as elevações da superfície, incluindo os artefatos sobre o terreno, e manter MDT tal qual definido aqui previamente, não usando o termo MDS.

Outro termo também de contexto similar aos anteriores é o Modelo Numérico do Terreno (MNT). Essa denominação induz ao entendimento equivocado de que MNT seria sinônimo de MDE ou mais ainda de MDT. O MNT, conceitualmente, se refere à representação de uma superfície numérica no espaço geográfico. Mas não necessariamente se refere à topografia, embora o termo seja mais usado nesse contexto. Outras variáveis, como a precipitação, podem ser tomadas para serem representadas em um MNT. Assim, pode-se considerar que todo MDE é um MNT, mas não o contrário.

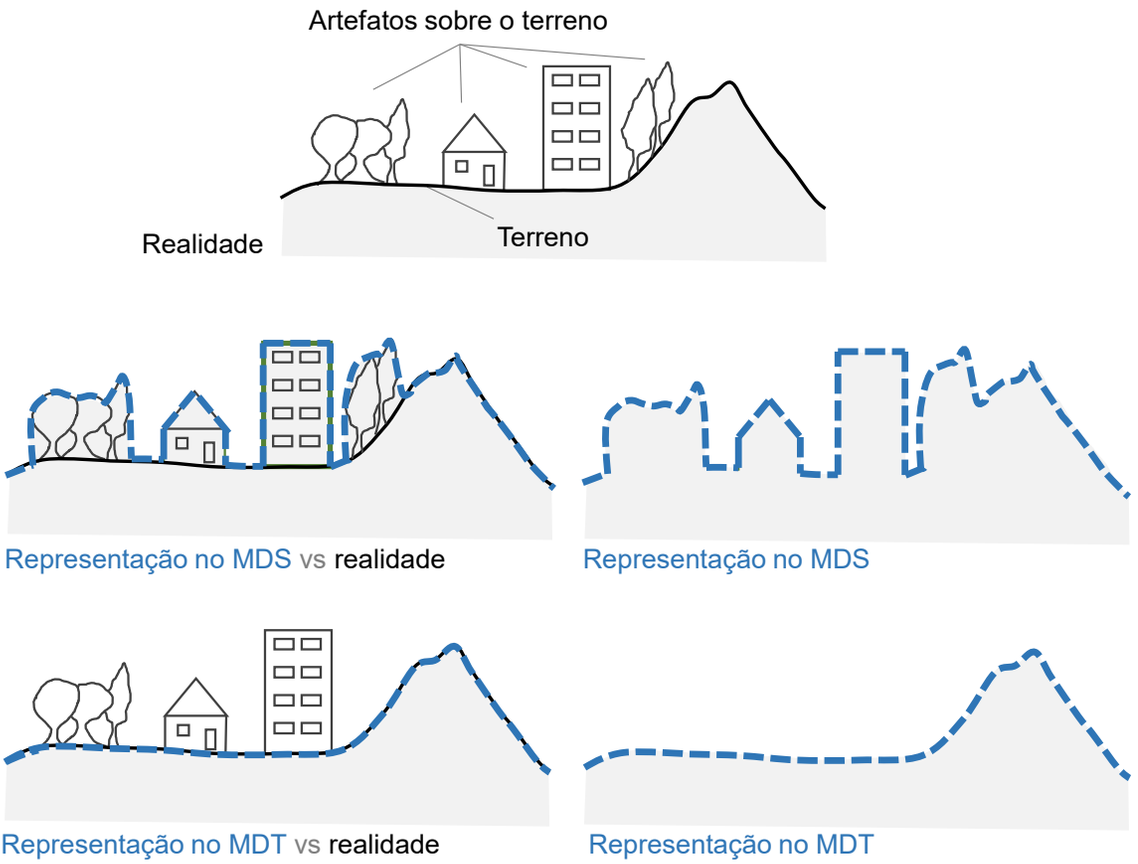


Figura 4.4 - Esquema ilustrativo do que representa um Modelo Digital de Superfície (MDS) e o que representa um Modelo Digital do Terreno (MDT).

4.4 Referencial vertical das elevações

Um Modelo Digital de Elevação representa digitalmente as elevações da superfície ou do terreno na forma de uma matriz, mas... elevações em relação a que? Qual é o referencial vertical dessas medidas? Há dois tipos principais de referencial vertical geodésicos ou datum vertical: o geóide e o elipsóide. E existem diferentes geoides e diferentes elipsóides. O detalhamento desses conceitos relativos a datum vertical está apresentado no item 2.5 do Capítulo 2.

4.5 Modelo Digital de Elevação hidrologicamente consistente

Um MDE pode ser modificado para que os valores de elevação representem a superfície topográfica de forma que os caminhos de fluxo derivados dessa superfície estejam em acordo com os padrões espaciais esperados. Esse MDE costuma ser referido pelas expressões MDE hidrologicamente consistente, hidrologicamente corrigido ou hidrologicamente condicionado, com os termos em inglês correspondentes (hydrologically consistent, hydrologically conditioned

ou hydrologically corrected DEM, onde DEM se refere a Digital Elevation Model). Em português, o termo mais comum é o hidrologicamente consistente, enquanto em inglês a expressão mais usual é hydrologically conditioned.

Não há um procedimento padronizado ou mesmo uma definição absoluta para o que estabelece que um MDE seja considerado hidrologicamente consistente. Há duas ideias principais. A primeira é o entendimento de que a consistência hidrológica do MDE se refere à remoção de depressões do terreno presentes no MDE, para que seja possível a determinação do caminhamento de fluxo contínuo a partir do processamento dessa informação topográfica. A questão específica das depressões do terreno, por que existem e como são tratadas no processamento do MDE, é detalhada no Capítulo 6.

A segunda grande linha entendimento é que um MDE hidrologicamente consistente é obtido não apenas com a remoção das depressões do terreno, mas com um passo adicional direcionado explicitamente para que os caminhos de fluxo derivados desse MDE estejam em conformidade com os traçados esperados para os rios. Esse passo adicional se refere principalmente a procedimentos que incorporam vetores existentes e considerados representativos da realidade dos traçados de rios, fundindo-os ao MDE. Os pixels do MDE sobrepostos a esses traçados são rebaixados, para que se configurem como trechos preferenciais de escoamento ao realizar o processamento do MDE. O procedimento geral realizado nesse sentido é chamado de stream burning, que é detalhado no Capítulo 7 (item 7.10).

Adicionalmente a essas duas principais ideias, há também a associação por alguns autores do conceito de MDE hidrologicamente corrigido com o procedimento de remoção de artefatos acima do terreno representados no MDE, como a vegetação. Um exemplo é o trabalho de Ettritch et al. (2018).

Diversas pesquisas têm procurado remover o efeito da vegetação e até de edificações sobre as elevações representadas em um MDE, principalmente no caso de MDEs globais como detalhado adiante neste capítulo. Esse tipo de tratamento do MDE procura modifica-lo para que ele seja menos caracterizado como um MDE e se aproxime mais do que seria um MDT propriamente dito. Quanto melhor um MDE se aproxima de ser um MDT, maior chance de que os caminhamentos de fluxo derivados se aproximem dos padrões espaciais reais.

Muitas ressalvas devem ser alertadas quanto à busca por um MDE hidrologicamente consistente. Antes de tudo, é importante lembrar o propósito para o qual se deseja realizar essa operação. Para qual finalidade esse MDE será usado? Qual nível ou tipo de consistência hidrológica se pretende e por que? Se vai ser usada uma rede vetorial de rios existente... essa rede é considerada representativa da realidade a um nível satisfatório para ser usada com essa função?

Por fim, o MDE hidrologicamente consistido pode até resultar na melhor representação dos caminhos de fluxo, mas não necessariamente se tem uma melhor representação topográfica em si da superfície do terreno. As elevações são alteradas artificialmente de acordo com critérios e procedimentos estabelecidos com a finalidade de propiciar melhor representação dos caminhos de fluxo. Não significa que essas elevações alteradas se aproximam mais da representação topográfica nesses pontos.

Mais considerações e detalhamentos acerca da consistência hidrológica de um MDE são apresentados nos Capítulos 6 e 7.

4.6 Resolução espacial em unidades angulares e planas

Existem muitos MDEs que são disponibilizados com dados cobrindo praticamente quase todo o globo, como é detalhado adiante neste capítulo. Nesses casos, costuma-se adotar o sistema de coordenadas geográficas (latitude e

longitude), com unidades em graus. O tamanho do pixel, que é a resolução espacial de cada MDE, corresponde a uma determinada quantidade de graus conforme cada caso. Pode-se trabalhar explicitamente com essa grandeza na unidade de graus ou nas unidades angulares minuto de arco (ou arco-minuto) e segundo de arco (ou arco-segundo).

Um arco-minuto corresponde 1/60 graus e um arco-segundo equivale a 1/60 arco-minutos, ou seja, um grau tem 60 arco-minutos, um arco-minuto tem 60 arco-segundos e um grau tem 3600 arco-segundos (Tabela 4.1). Para fazer a equivalência entre uma medida em uma dessas unidades para a outra, basta fazer uma regra de três simples com alguma dessas correspondências mencionadas. Por exemplo, uma resolução espacial de 5 arco-minutos corresponde a 0,08333... graus (Figura 4.5).

Tabela 4.1 - Equivalências entre unidades de arco: grau, arco-minuto e arco-segundo.

Valor	Equivalência
1 grau	60 arco-minutos
1 grau	3600 arco-segundos
1 arco-minuto	60 arco-segundos
1 arco-minuto	1/60 graus
1 arco-segundo	1/60 arco-minutos
1 arco-segundo	1/3600 graus

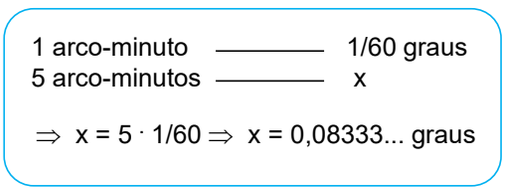


Figura 4.5 - Aplicação de regra de três simples para determinar o valor em graus de uma medida igual a 5 arco-minutos.

Essas medidas angulares são necessárias em função da representação em coordenadas geográficas, mas tem-se pouca praticidade de entendimento para a maioria dos usuários. O motivo principal é o desconhecimento ou dificuldade para reconhecer o significado dos valores medidos nessas unidades em termos de distâncias. Há limitação em fazer a equivalência para unidades planas, como metros ou quilômetros.

Quando o valor é expresso em graus, a resolução espacial quase sempre assume números decimais muito inferiores a 1 e do tipo dízima periódica, o que dificulta a compreensão e diminui praticidade de memorização e apresentação da grandeza. Quando o valor é expresso em arco-minuto ou arco-segundo, em geral tem-se valores inteiros, mas essas unidades têm muito menor compreensão de correspondência com valores em unidades planas do que o grau.

Por esses motivos, é muito mais usual encontrar referências das resoluções espaciais a valores convertidos para unidades como metros ou quilômetros do que a menção aos valores originais em unidades angulares. Por exemplo, como visto adiante neste capítulo, o MDE de algumas fontes de dados topográficos globais tem resolução espacial de 1 arco-segundo. Esse valor equivale a 0,0002777... graus. Porém, o valor que se tornou famoso ao mencionar a resolução espacial desse MDE é 30 metros. Essa é a equivalência aproximada a 1 arco-segundo em metros.

Mas, como se determina a correspondência entre uma medida angular e a distância em metros ou quilômetros? Para introduzir essa ideia, consideremos a circunferência mostrada na Figura 4.6. Um arco geométrico é definido como um segmento dessa circunferência, como por exemplo o arco A-B identificado na figura em questão. A esse arco corresponde um ângulo central (θ), formado entre as duas retas que ligam o centro da circunferência a cada um dos pontos A e B. O comprimento do arco A-B, em unidades de distância como metros, é diretamente proporcional ao tamanho do raio da circunferência e ao ângulo central medido em radianos (Equação 4.1).

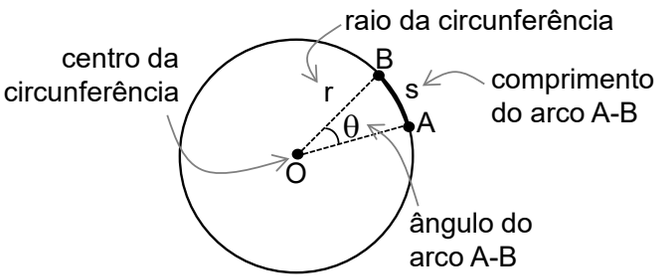


Figura 4.6 - Correspondência entre ângulo e comprimento de um arco, a partir de uma circunferência.

$$s = r \cdot \theta \quad . \qquad \text{(Eq. 4.1)}$$

Onde s é o comprimento de um arco em metros, r é o raio da circunferência em metros e θ é a medida do ângulo central em radianos.

Ao se trabalhar com medidas angulares nas coordenadas geográficas, o raio da circunferência de referência para a conversão entre a medida angular e o comprimento do arco muda conforme a latitude. Para ilustrar esse conceito, tomemos um elipsóide de revolução considerado como representação da superfície terrestre (Figura 4.7). Como visto no Capítulo 2, cortes transversais ao eixo de rotação, que é o semieixo menor (orientação norte-sul), resultam em círculos. Ou seja, os paralelos que integram o sistema de coordenadas geográficas são circunferências. Ao nível do Equador, latitude zero, essa circunferência tem raio máximo.

À medida que se desloca para os polos, um corte transversal ao eixo de rotação do elipsóide resulta em circunferências cada vez menores. Isso ocorre simetricamente para as latitudes norte e sul. Como ilustrado na Figura 4.7, uma consequência disso é que, para um mesmo ângulo central, a redução do raio da circunferência ao se distanciar do Equador acarreta na redução do comprimento do arco equivalente, mantido um mesmo ângulo central.

Para a representação da Terra segundo o elipsóide WGS84, considerando o raio da circunferência ao nível do Equador, uma medida de 1º de longitude equivale a uma extensão de arco de aproximadamente 111,32 km (Figura 4.8 e Figura 4.9). Essa equivalência é independente da longitude em que é feita a análise (por exemplo, de 22º para 23º de longitude oeste ou de 59º para 60º longitude leste).

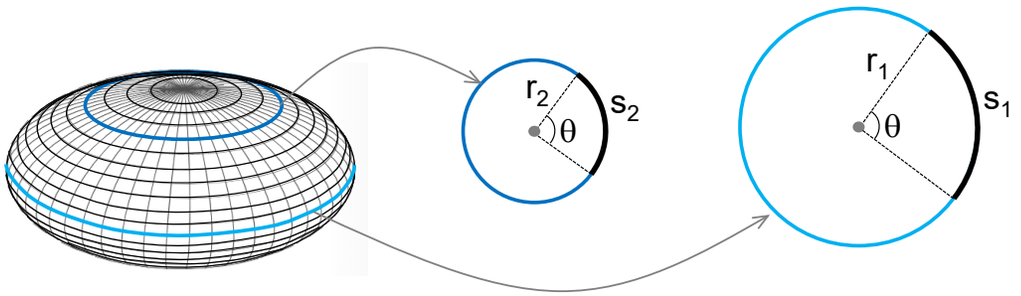


Figura 4.7 - Elipsoide de revolução usado para representar a superfície terrestre com destaque para dois paralelos: quanto mais próximo aos polos, a circunferência que representa o paralelo tem menor raio ($r_2 < r_1$), fazendo com que, para uma mesma medida angular do ângulo central θ, o comprimento de arco equivalente se reduza ($s_2 < s_1$).

A 30º de latitude norte ou sul, 1º de longitude corresponde a um arco de cerca de 96,49 km, também independentemente de em qual longitude se encontra. A 60º de latitude norte ou sul, a equivalência a 1º de longitude reduz para em torno de 55,80 km, menos da metade do valor ao nível do Equador. A diferença entre as equivalências em função da latitude é resultante da variação do raio da Terra segundo a circunferência correspondente a cada paralelo.

A 0º de latitude (Equador):	A 30º de latitude (Norte ou Sul):	A 60º de latitude (Norte ou Sul):
r = 6.378.137 m $\theta = 1º \Rightarrow \theta = \pi/180 = 0{,}017453$ rad $\Rightarrow$ s = r · θ = 6.378.137 · 0,017453 $\Rightarrow$ s = 111.319,49 m	r = 5.528.257 m para θ = 1º (0,017453 rad) $\Rightarrow$ s = 96.486,28 m	r = 3.197.105 m para θ = 1º (0,017453 rad) $\Rightarrow$ s = 55.800,00 m
1º ≅ 111,32 km	1º ≅ 96,49 km	1º ≅ 55,80 km

Figura 4.8 - Exemplo de determinação do comprimento do arco (s) equivalente a uma medida angular de 1º (θ) de longitude sobre a superfície terrestre, em diferentes latitudes, em função do raio da circunferência da Terra (r) com base no elipsóide de revolução WGS84.

A equivalência entre graus de latitude e comprimento de arco em km é distinta da correspondência explicada entre graus de longitude e comprimentos de arco. Isso ocorre em função do elipsóide de revolução usado para representar a superfície terrestre ter sido gerado girando-se a elipse de origem em torno do semieixo menor, o que resulta meridianos que formam figuras elípticas, conforme explicado no Capítulo 2. Como resultado, 1º de latitude equivale a um comprimento de arco de aproximadamente 111 km, tendo relativa pouca variação de equivalência à medida que se caminha do Equador para os polos (Figura 4.9) e sendo independente da longitude em que se encontra.

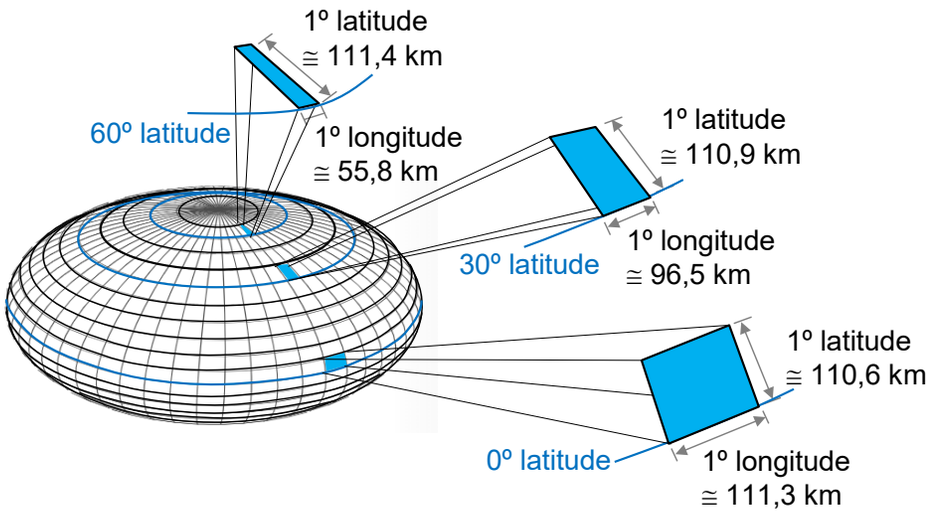


Figura 4.9 - Esquema de correspondência entre 1º de longitude e 1º de latitude e distâncias medidas em quilômetros, em função da latitude e considerando a representação da superfície terrestre pelo elipsóide de revolução WGS84 (desenho fora de escala).

Com o mesmo raciocínio, uma resolução espacial de 1 arco-segundo (ou 0,0002777... graus), ao nível do Equador, corresponde a cerca de 30,9 m. Também por praticidade e simplificação, costuma-se reportar um valor equivalente de resolução espacial em metros ou quilômetros de forma arredondada, e não o valor exato de equivalência. No exemplo anterior, a menção usual é 30 m e não 30,9 m. Para um MDE mais grosseiro, com resolução de 30 arco-segundos por exemplo, usualmente se refere ao valor de 1 km, embora a equivalência seja para aproximadamente 927,7 m na latitude do Equador.

4.7 Mudança da resolução espacial

Em alguns casos, é necessário degradar a resolução espacial do MDE antes de utilizá-lo para algum estudo. Exemplos dessa necessidade são o cruzamento do MDE com outros planos de informação de resolução espacial mais degradada ou para reduzir o custo de processamento do MDE para obter produtos como rede de drenagem e delimitação de bacia hidrográfica.

Para ilustrar a qualidade da representação topográfica em função do tamanho do pixel do MDE, na Figura 4.10 é indicada uma linha referente à variação topográfica real e a representação alcançada com MDEs de resolução espacial sequencialmente degradadas, indo de um certo valor r até 16 vezes esse valor. Em cada resolução espacial, a representação foi traçada de forma que a curva topográfica real cruze o centro da superfície de cada pixel (ou seja, seu centroide).

Quanto maior o tamanho do pixel, nitidamente menos se consegue representar com fidelidade a variação topográfica real. Ocorrem degraus mais acentuados entre pixels vizinhos com a degradação da resolução espacial, ao mesmo tempo que ocorre a tendência de menor amplitude entre valores máximos e mínimos do terreno de forma geral.

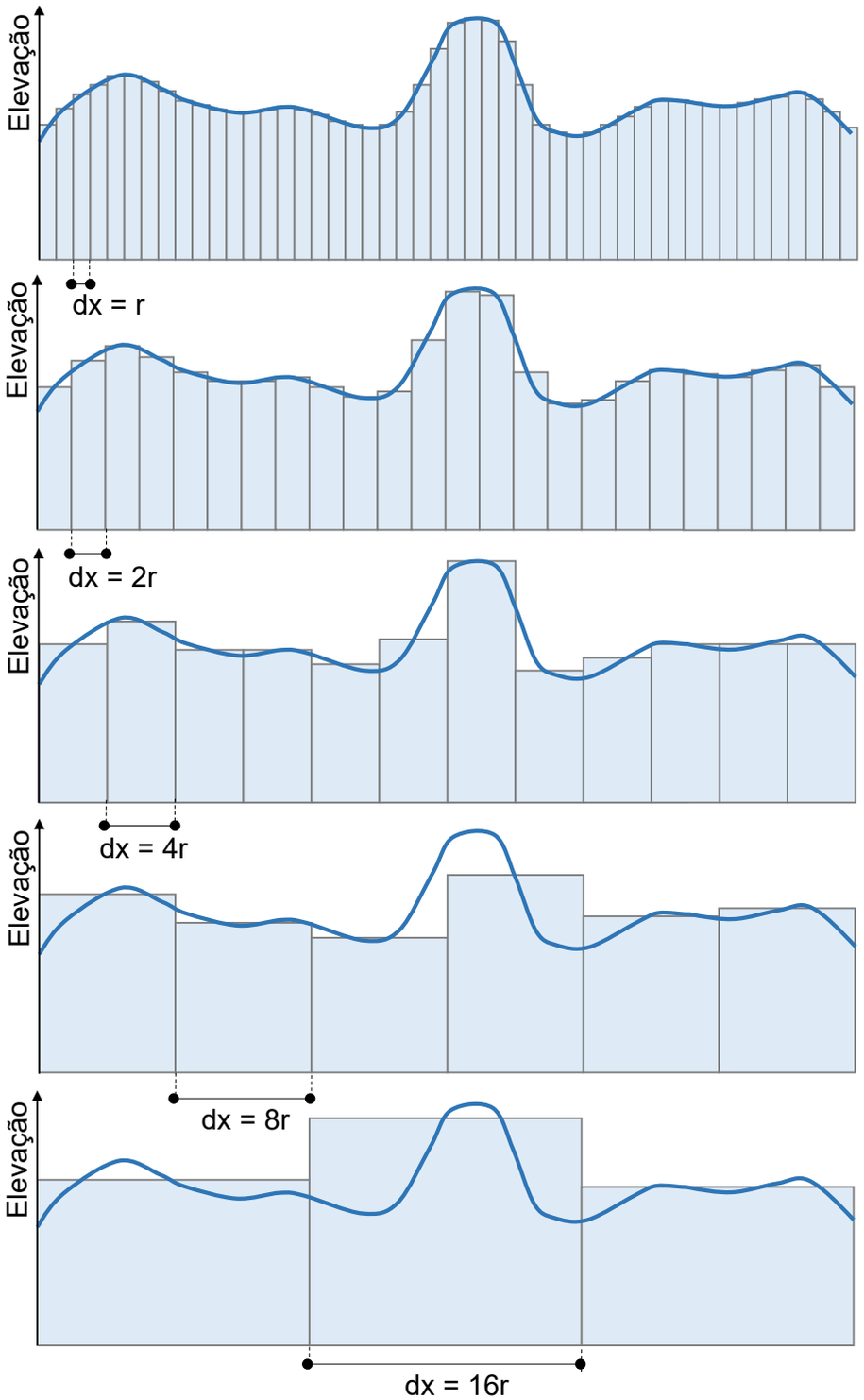


Figura 4.10 - Ilustração esquemática do efeito do tamanho do pixel (dx; resolução espacial) de um MDE na representação da topografia comparativamente à linha indicativa do terreno real: variação de dx = r até dx = 16r.

O exemplo da Figura 4.11 ilustra o processo de degradação da resolução espacial de um MDE para diferentes resoluções espaciais mais grosseiras. Na resolução mais fina (30 m), tem-se uma informação de elevação para cada área de 30 x 30 m. Ao passar para a resolução de 90 m, tem-se agora um único valor de elevação para representar uma área de 90 x 90 m, onde no MDE anterior havia 9 elevações. Na resolução de 500 m, cada pixel desse MDE cobre uma área abrangida por mais de 250 pixels do MDE de 30 m. Em outras palavras, enquanto na resolução de 30 m havia a distinção de mais de 250 valores de elevação nessa área, agora na resolução de 500 m há apenas um valor único de elevação, considerado representativo para toda essa área.

De forma geral, no exemplo da Figura 4.11 percebe-se como o padrão espacial de variação topográfica é mantido mesmo degradando para resoluções mais de 10x mais grosseiras do que a original. Entretanto, ocorre progressiva perda de representação das variações locais com o aumento do tamanho do pixel. O efeito da resolução espacial de um MDE sobre a representação topográfica e produtos derivados é detalhado no Capítulo 14.

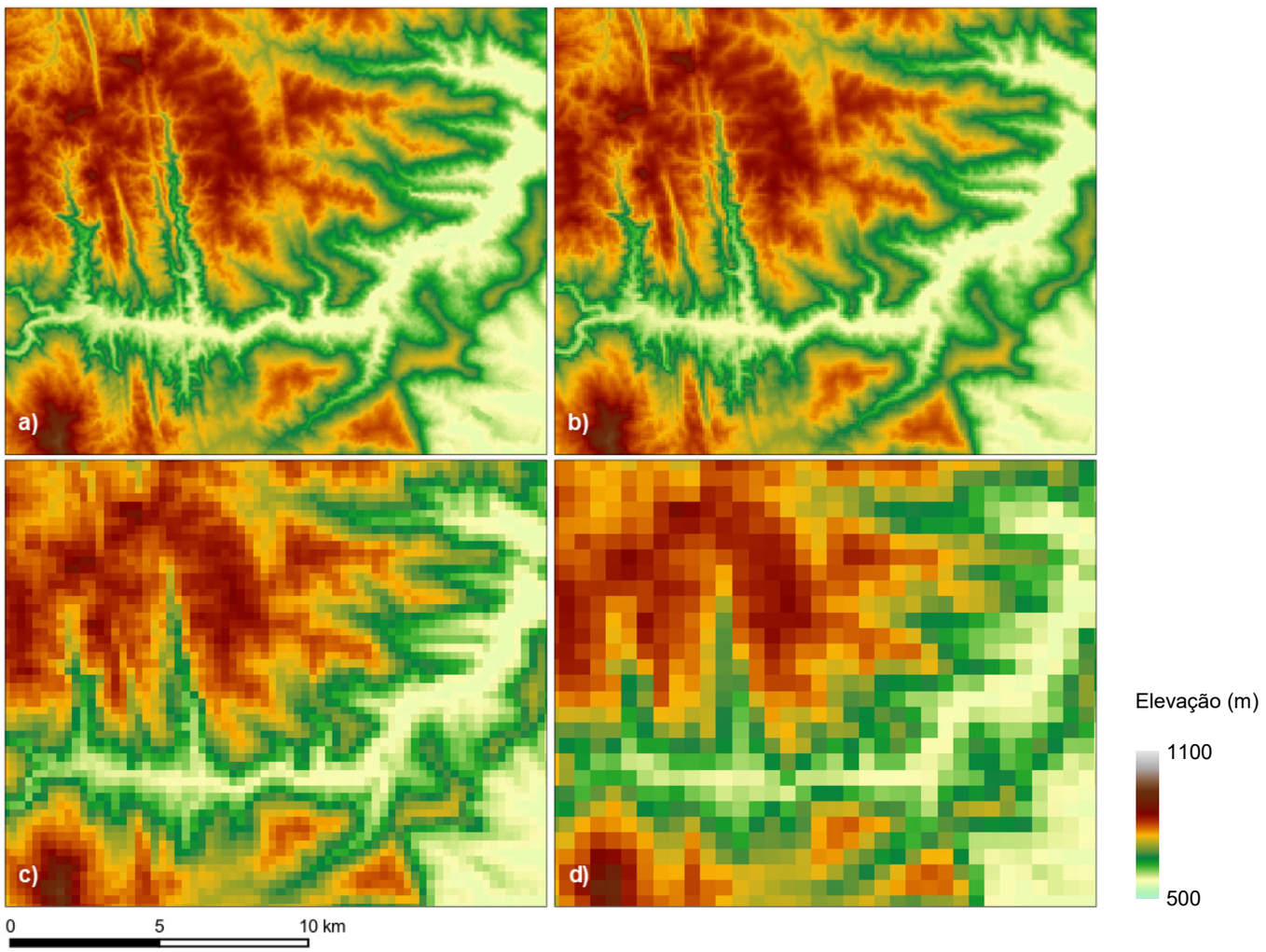


Figura 4.11 - Modelo Digital de Elevação da região a montante da hidroelétrica de Três Marias no rio São Francisco a partir dos dados do SRTM com resolução aproximada de 30 m (a) e reamostrado para resoluções de 90 m (b), 250 m (c) e 500 m (d).

A degradação da resolução espacial de um MDE é um procedimento tal qual realizado para outros rasters cuja grandeza representada é um atributo quantitativo, como descrito no Capítulo 3. Um dos métodos de agregação da resolução espacial mais usados no caso do MDE é a média, que resulta em um MDE degradado cuja elevação de cada pixel é dada pela média das elevações dos pixels correspondentes na área de abrangência geográfica no MDE original. Abordagens via métodos de interpolação são também bastante utilizadas.

Como visto no Capítulo 3, o método da média e os métodos de interpolação resultam em um MDE de resolução degradada que é suavizado e cujos valores dos pixels não existiam no MDE original. Por outro lado, métodos como a degradação pelo pixel central ou o método do vizinho mais próximo resultam em um MDE degradado cujas elevações correspondem a valores já existentes no MDE original.

Não há, a priori, indicação de qual desses métodos é o melhor, sendo todas as abordagens mencionadas aqui consideradas válidas. Porém, o usuário deve compreender e estar ciente do efeito que cada método tem sobre o processo de degradação da informação escolhido. Eventualmente, em função de alguma particularidade do uso que se pretende para o MDE degradado, pode haver a não recomendação para alguns métodos.

Como também visto no Capítulo 3 de forma genérica, é possível refinar a resolução espacial de um raster qualquer. Seguindo essa abordagem, pode-se gerar um MDE em resolução espacial mais fina a partir de outro MDE existente. Trata-se de um procedimento não recomendado, na verdade. A interpolação não pode melhorar a representação topográfica existente no MDE ou inserir elevações adicionais (representativas da realidade) que não tinham sido capturadas nos dados originais (Bielski et al., 2023). Em síntese, refinar a resolução espacial de um MDE implica criar informação onde não existe. O MDE resultante desse processo pode aparentar uma superfície mais suavizada e agradável visualmente, mas são dados que não reproduzem a topografia da realidade.

Seja, por exemplo, a representação topográfica de um MDE conforme indicado na Figura 4.12-a, com resolução espacial de dx = r. Por um procedimento de interpolação, pode-se obter um MDE de resolução espacial dx = r/4 (ou seja, cada pixel do MDE anterior equivale agora a 16 pixels do MDE refinado).

A topografia resultante de dois MDEs de resolução dx = r/4 obtidos por procedimentos distintos a partir do MDE de resolução dx = r é ilustrada na Figura 4.12-b e na Figura 4.12-c. Qual das duas está mais coerente com a topografia real? Seria o MDE da Figura 4.12-b, por ter variações mais suaves? Ou seria o MDE da Figura 4.12-c, que tem variações de maior amplitude? Nunca se pode responder a essa questão, pois a informação que se tem está limitada à resolução dx = r, e qualquer representação mais refinada que isso pode ser considerada arbitrária.

Entretanto, às vezes se requer gerar um MDE de resolução mais fina a partir de um MDE disponível. Por exemplo, isso pode ocorrer por necessidade de ter um MDE em resolução espacial igual a outros rasters, para cruzamento de informações ou entrada em algum modelo hidrológico. Nesses casos, pode ser mais interessante adotar a regra de simplesmente repetir a elevação de pixel de dimensão r para todos os pixels de dimensão r/4 (Figura 4.12-d). A representação topográfica permanece a mesma do MDE de resolução r, mas agora há 16 x maior quantidade de pixels no MDE de resolução r/4.

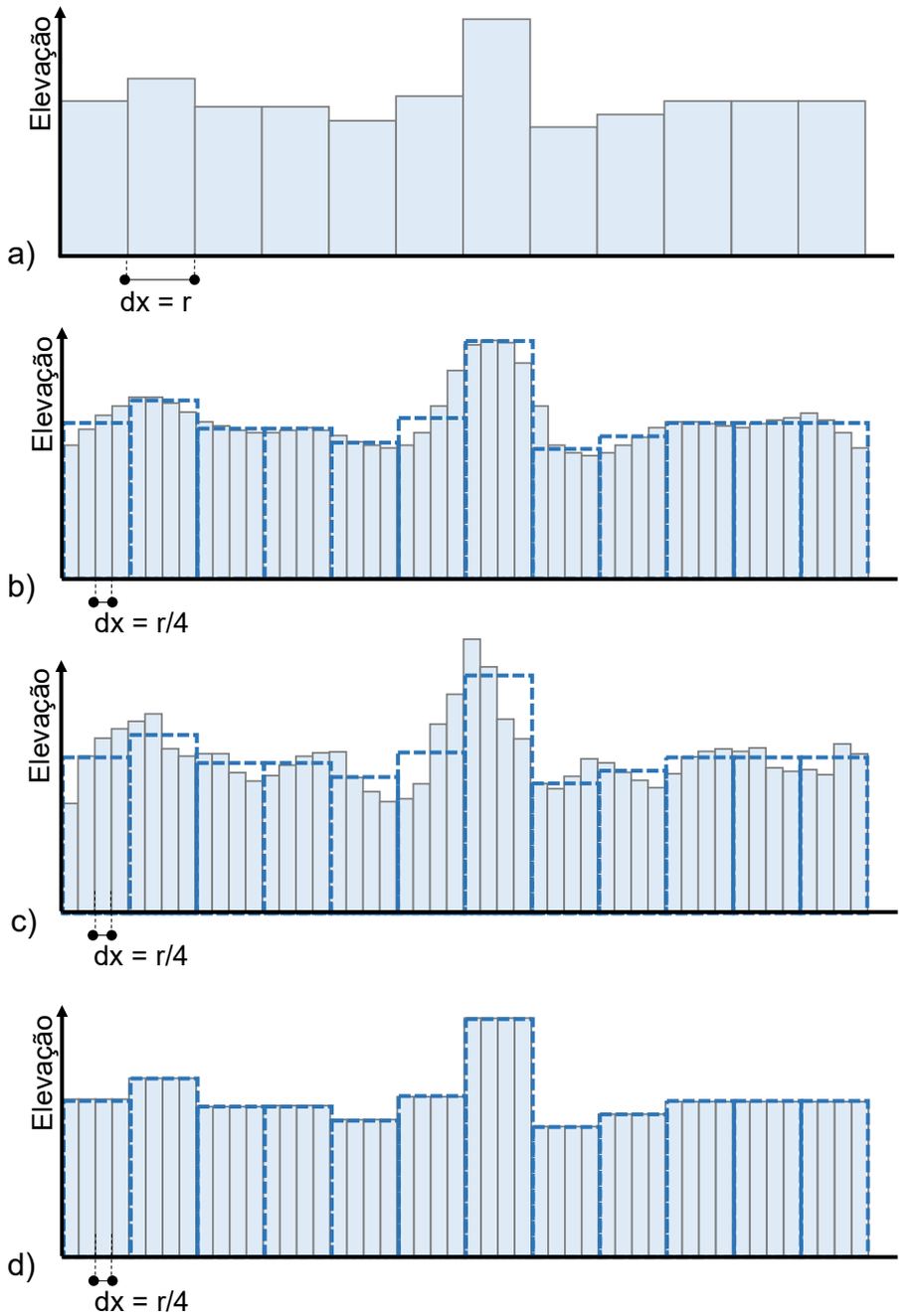


Figura 4.12 - Ilustração esquemática do refinamento da resolução espacial dx = r de um MDE (a) para gerar outros três MDEs com resolução espacial dx = r/4 (b, c, d).

4.8 Recorte do MDE

Em função da fonte de dados e de como é feita a disponibilização dos dados, o MDE pode ser obtido na forma de um raster de abrangência espacial muito maior do que a área de interesse para o estudo. Como visto no Capítulo 3, como qualquer raster, pode-se realizar o recorte do MDE para uma região menor, que englobe a área do estudo. Isso reduz a quantidade de dados para armazenamento e processamento, principalmente porque a partir do MDE se costuma gerar diversos outros produtos no formato raster, como declividades, rede de drenagem, delimitação de bacia, distâncias aos cursos d'água etc.

O recorte do MDE pode ser realizado conforme descrito no Capítulo 3, a partir da especificação pelo usuário das coordenadas geográficas dos vértices que delimitam a área de interesse. Se o MDE ou produtos derivados dele vão ser posteriormente cruzados com outro raster já existente, recomenda-se já utilizar as coordenadas dos vértices desse raster como informação de entrada para o recorte do MDE.

Um erro que deve ser evitado é a restrição exagerada da extensão espacial do MDE. A imagem deve conter uma folga considerável ao redor da área de estudo. A falta de atenção nesse procedimento pode levar a um problema grave com um dos principais processamentos a realizar com um MDE, que é a delimitação de bacias hidrográficas, como descrito no Capítulo 8.

O recorte exagerado do MDE pode impedir a correta delimitação da bacia (Figura 4.13-a). Na região esquerda da imagem, na parte indicada pela seta, o contorno da bacia ficou retilíneo, visivelmente limitado pela borda do MDE. Isso significa que existe área contribuinte à bacia que está fora do recorte do MDE, o que tornou a delimitação da bacia inválida, portanto. Outros planos de informação para essa bacia hidrográfica que sejam derivados desse MDE também são igualmente inválidos, como direções de fluxo e rede de drenagem. A delimitação correta da bacia, ao ter considerado um recorte de maior abrangência espacial para o MDE, evidencia como uma área a oeste havia sido impedida de ser incluída na delimitação anterior, em função do recorte equivocado do MDE (Figura 4.13-b).

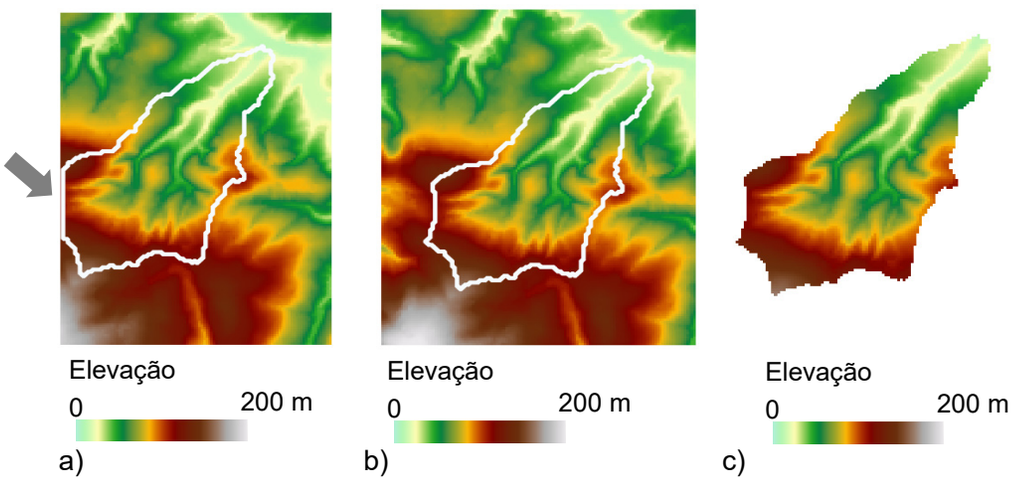


Figura 4.13 - a) Delimitação de bacia hidrográfica (contorno branco) com erro na parte indicada pela seta devido à restrição imposta pelo recorte exagerado da abrangência espacial do MDE (ao fundo); b) Delimitação da mesma bacia (contorno branco), agora sem erro, por ser obtida a partir do MDE com maior abrangência espacial (ao fundo); c) MDE recortado pela máscara da delimitação da bacia, com valores inválidos externamente a essa delimitação.

Outro tipo de operação, também referido por alguns como recorte do MDE, é o uso de um raster ou polígono que define uma região de interesse, como uma bacia hidrográfica ou um município, para gerar um novo raster de MDE. Obtém-se um MDE no qual os pixels com atributo válido são exclusivamente na parte interna dessa região (Figura 4.13-c).

Esse tipo de operação pode ser feito quando o propósito é usar esse MDE para elaboração de um mapa ou uma figura em algum documento técnico, ou para algumas análises muito específicas e com a devida atenção. Isso porque o uso do MDE recortado dessa forma pode invalidar o resultado em alguns tipos de análises e processamentos. Por exemplo, para a determinação de caminhos de fluxo, da rede de drenagem e da delimitação da bacia hidrográfica, o MDE precisa ter valores válidos externamente à uma delimitação da mesma bacia usada para recortá-lo. Cada algoritmo de definição de direções de fluxo, que é o plano de informação básico para obter a delimitação da bacia, pode resultar em resultados distintos entre si. Logo, a delimitação de bacia usada previamente para recortá-lo pode ter incluído áreas que não fariam parte da delimitação a ser obtida no processamento do MDE, ou, no pior caso, ter omitido áreas que deveriam fazer parte da delimitação.

Outro exemplo de situação é no caso do cálculo de declividades da superfície, pixel a pixel. Os pixels de borda do MDE recortado pela máscara da área de interesse têm vizinhos externos à máscara com atributos inválidos. As declividades obtidas para esses pixels de borda podem ser exageradamente elevadas, irreais, no caso de o software tratar os pixels externos à máscara com valor zero, ou essas declividades podem ficar sem determinação numérica, com valores inválidos.

4.9 Concatenação de imagens para obter o MDE

No sentido oposto do procedimento descrito no item anterior, em alguns casos é necessário juntar mais de um raster para obter o MDE que cubra toda a área de interesse. A operação consiste em concatenar os rasters, como descrito no Capítulo 3 de forma genérica para quaisquer rasters. Se houver interseção da abrangência espacial entre os rasters, deve-se implementar uma regra de decisão envolvendo a prioridade entre as imagens e a prevalência de valores válidos de uma imagem sobre valores inválidos em outra imagem.

Como exemplo, tem-se a concatenação de 12 cenas de dados do SRTM 90, cada uma cobrindo uma área de 5º x 5º, para formar um MDE suficiente para representar a bacia hidrográfica do Rio São Francisco (Figura 4.14).

4.10 Filtragem de ruídos ou dados inválidos

É possível que um MDE contenha dados inválidos, também referidos como ruídos, principalmente quando originado de levantamentos por sensoriamento remoto. Isso pode ocorrer devido a uma série de fatores, como falhas na aquisição das informações ou no processamento dos dados. Há ocorrência de falhas em MDEs globais obtidos por sensoriamento remoto global, como algumas versões dos dados SRTM e ASTER, por exemplo. Também podem ocorrer falhas nos levantamentos do tipo LiDAR. Foge ao escopo deste texto o aprofundamento da discussão acerca das origens e causas de falhas na geração de MDEs..

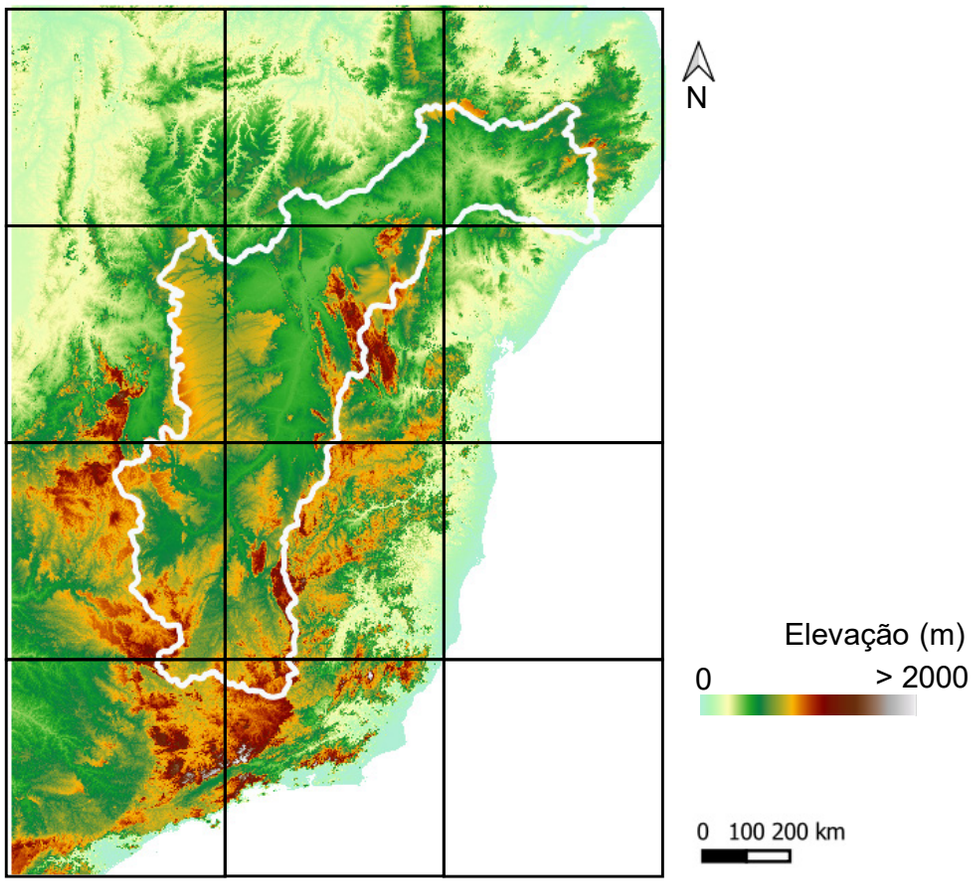


Figura 4.14 - Concatenação de 12 cenas do SRTM 90 com 5º x 5º de extensão cada (aproximadamente 500 x 500 km), para representar o Modelo Digital de Elevação da bacia hidrográfica do rio São Francisco (contorno branco).

Geralmente, a instituição que disponibiliza os dados utiliza algum tipo de marcador ('flag') para indicar ao usuário os pixels com falhas. Dependendo do software utilizado para trabalhar o MDE, o marcador pode ser interpretado como 'no data' ou 'null'. Alguns softwares o interpretam como um valor numérico, como -32768. O valor 32768 é igual a 2^{15} e é considerado como o máximo valor que uma variável inteira (integer) pode assumir em alguns softwares.

A presença de falhas em um MDE pode ser problemática e pode ser recomendada a remoção via filtragem da imagem. Isso depende do tipo de análise ou processamento que é feito com o MDE e de como o software utilizado lida com essas falhas. Por exemplo, há softwares que identificam as falhas por um flag e já ignoram automaticamente os pixels correspondentes para muitos tipos de processamento. Os softwares que interpretam as falhas com valores numéricos, por outro lado, tendem a usar esse valor numérico como atributo dos pixels correspondentes para os cálculos que fazem parte das análises do MDE.

Por exemplo, para gerar estatísticas descritivas da topografia a partir do MDE ou obter uma curva hipsométrica, pixels identificados como falha não devem fazer parte do levantamento. Se o software os inclui, a análise não tem validade. Nesse caso, o MDE precisa ser previamente tratado para remoção das falhas. Uma alternativa usual é a substituição

por valores estimados a partir da vizinhança. Um procedimento para isso é a filtragem espacial, como discutido no Capítulo 3. Um filtro recomendado para essa situação é o da caixa adaptativa, pois apresenta a versatilidade de identificar e substituir as falhas sem alterar os demais pixels válidos da imagem. Ou seja, evita-se a tendência de suavização causada de modo geral pela filtragem espacial.

As condições para aplicação de um filtro de caixa adaptativa para substituição de pixels inválidos em um MDE podem ser relacionadas à diferença do valor do pixel central da janela móvel do filtro em relação à média da vizinhança. Define-se um patamar superior permitido para essa diferença em termos absolutos e em termos relativos à quantidade de vezes o desvio padrão dos atributos dos pixels da vizinhança. Pixels que atendem ambas as condições são considerados inválidos. A substituição desses valores inválidos pode ser realizada em função da média aritmética dos pixels válidos da vizinhança na janela móvel, excluindo o próprio pixel, já que ele é considerado inválido.

Um exemplo da filtragem espacial de um MDE via caixa adaptativa é mostrado na Figura 4.15, para dados do SRTM 30 em uma área do município de Frei Martinho, na Paraíba, na divisa com o estado do Rio Grande do Norte. Há um grupamento de 44 pixels com falhas no MDE mostrado. A filtragem aplicada conseguiu identificar exatamente esses 44 pixels e alterar o MDE unicamente nesses elementos. Os pixels com falha foram substituídos pela média dos pixels vizinhos válidos, tomando uma janela móvel 5 x 5.

Como ilustrado também no perfil topográfico (Figura 4.16), as estimativas das elevações realizadas pela filtragem para os pixels inválidos nesse exemplo mostraram razoabilidade na conformação com a topografia do entorno. Porém, o leitor deve lembrar que se trata de estimativa, pois não há como saber quais as elevações para esses pixels que melhor representariam a realidade, a não ser com informações topográficas de outra fonte confiável.

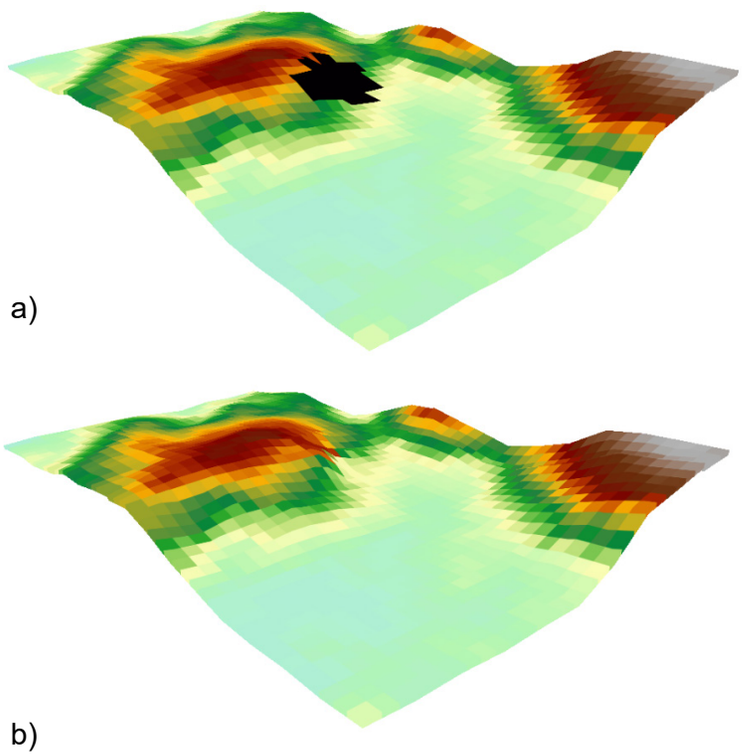


Figura 4.15 - a) Visualização 3D de MDE do SRTM 30 em uma área do município de Frei Martinho, na Paraíba, com falhas nos dados e b) após aplicação de filtro do tipo caixa adaptativa com janela móvel 5x5 para substituição das falhas.

O caso de dados inválidos presentes em um MDE se refere ao caso mais extremo dos ruídos, os quais geralmente já são rotulados como tal pela própria instituição que processou e disponibilizou os dados. Mas há outros tipos de ruídos, como devido à contaminação da informação de elevação com artefatos presentes no solo, como vegetação e linhas de transmissão, efeitos atmosféricos e resultantes da geometria de aquisição de dados e espalhamento de sinal, entre outros. O tratamento desse tipo de ruído, para melhoria da informação topográfica representada no MDE, requer maior aprofundamento de cada situação, o que está além do propósito deste texto.

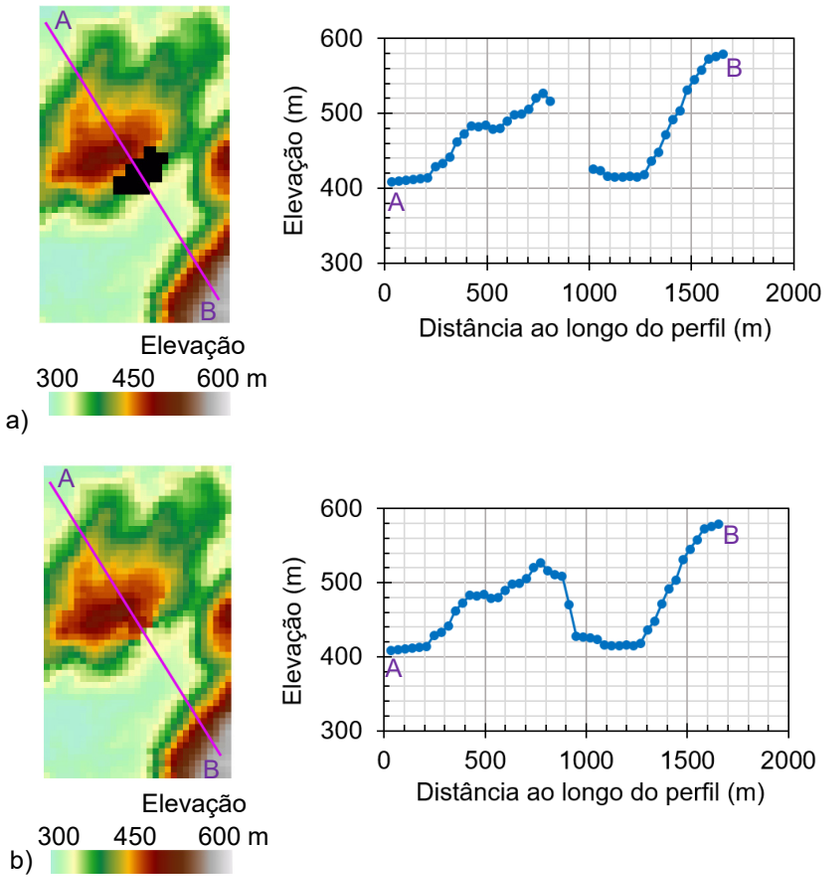


Figura 4.16 - Detalhamento do MDE do SRTM 30 com falhas apresentado na figura anterior: a) Perfil topográfico do MDE original ao longo da linha AB indicada; b) Perfil topográfico do MDE após aplicação de filtro do tipo caixa adaptativa com janela móvel 5x5 para substituição das falhas, ao longo da mesma linha AB.

4.11 Obtenção de dados topográficos

A caracterização completa do relevo da Terra envolve caracterizar tanto a topografia da superfície terrestre quanto a batimetria de oceanos e lagos e até a informação das camadas de gelo (Hirt e Rexer, 2015). A obtenção de dados para essa caracterização completa requer múltiplas fontes de dados, resultantes de diferentes tipos de levantamentos.

Os dados topográficos da superfície terrestre podem ser coletados por meio de diferentes tipos de levantamentos. Uma das formas mais tradicionais é com o uso de equipamentos em solo, como teodolito e estação total. Há, também, os levantamentos com equipamentos e sensores aerotransportados, sejam aeronaves tradicionais, como aviões, ou os veículos aéreos não tripulados (VANTs), grupo no qual se destacam os drones. Outro tipo de levantamento é via sensores remotos orbitais específicos, a bordo de satélites ou espaçonaves orbitais, como detalhado no item a seguir.

A batimetria de lagos e oceanos pode ser inventariada por sensoriamento remoto (via altimetria, por exemplo), ou por equipamentos como ecobatímetros a bordo de embarcações, ou ainda via combinação desses levantamentos. A informação das elevações da base rochosa, abaixo das camadas de gelo, e acerca das espessuras dessas camadas é usualmente realizada por medições de radar aerotransportado ou orbital. Mais detalhes e exemplos desses levantamentos de batimetria de lagos e oceanos podem ser encontrados em Becker et al. (2009), enquanto o trabalho de Fretwell et al. (2012) apresenta mais informações sobre a caracterização de bases rochosas e camadas de gelo.

Existem diversas bases de dados globais ou quase globais que representam o relevo da Terra. Algumas dessas bases são específicas para a batimetria de oceanos ou de elevações de camadas de gelo, por exemplo. Para o propósito deste livro, o interesse é em bases de dados que representam a superfície terrestre na forma de Modelos Digitais de Elevação, incluindo ou não informações sobre oceanos, camadas de gelo e bases rochosas.

4.12 Dados de MDE a nível global

Ao longo do tempo, diversos Modelos Digitais de Elevação de abrangência global (ou quase global) foram elaborados e disponibilizados gratuitamente, a partir de diferentes tipos de levantamentos. Alguns desses MDEs se restringem a dados topográficos da superfície terrestre, enquanto outros combinam tais informações com dados também de batimetria de lagos e oceanos e/ou bases rochosas e camadas de gelo.

O interesse de pesquisadores, profissionais e estudantes por dados topográficos disponíveis na forma de MDEs a nível global é enorme. Destacam-se os MDEs elaborados a partir de dados obtidos por sensoriamento remoto orbital, os quais constituem a principal fonte de informação topográfica mundialmente. Isso ocorre por vários motivos: a disponibilidade gratuita, a abrangência global (ou quase), a padronização dos dados, a facilidade de manuseio, a ampla descrição dos produtos e a existência de resultados na literatura com validação, análises de precisão e outros estudos a partir desses dados.

Segundo o levantamento realizado para este livro (Figura 4.17), bases de dados topográficos a nível global foram disponibilizadas de forma organizada como uma grade de pontos, assemelhando-se ao que seria um MDE, desde os anos 1950-60, com os trabalhos de Berkofsky e Bertoni (1955) e Smiths et al. (1966).

Procedimentos rudimentares como o realizado por Berkofsky e Bertoni (1955) ilustram as dificuldades da época: placas de acetato transparente com uma grade de 1º x 1º (cerca de 100 x 100 km) desenhada foram posicionadas sobre cartas de navegação aérea em papel e os valores médios de elevação em cada ponto de grade estimados visualmente.

Nas décadas seguintes, de 1970, 1980 e 1990, foram elaborados os primeiros MDEs propriamente ditos, de abrangência global e disponibilizados gratuitamente, como os modelos FNOC 10, ETOPO5, TUG-87, GGTOPO, OSUJAN89, TerrainBase, JGP95E, GTOPO30, GLOBE e ACE GDEM. A maioria desses modelos têm resolução espacial de aproximadamente 10 km, à exceção do GTOPO30, GLOBE e ACE GDEM com 1 km e do GGTOPO com 100 km. Mas todos eles, sem exceção, são resultantes da combinação de múltiplas fontes de dados, incluindo bases de dados regionais, bases de dados topográficos vetoriais, cartas náuticas, cartas de navegação aérea, entre outras. Alguns desses MDEs são baseados

em MDEs anteriores, como indicam as relações estabelecidas pelas setas na Figura 4.17.

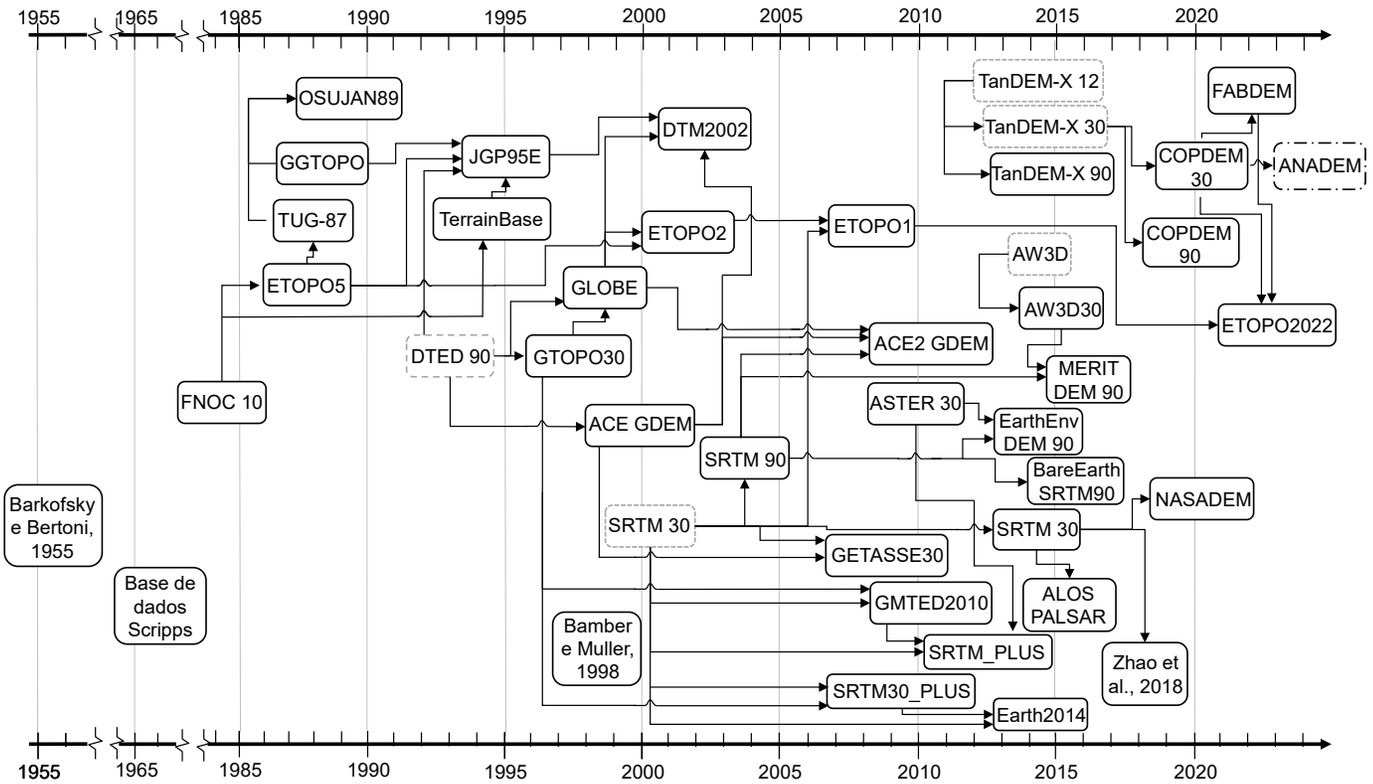


Figura 4.17 - Síntese da evolução histórica da disponibilização de MDEs globais ou quase globais (setas indicam dependência na elaboração de um MDE em relação a outros existentes; MDEs com contorno tracejado estão apresentados pela relevância de servirem de base para outros, mas não foram disponibilizados gratuitamente no momento apresentado no quadro; o ANADEM não é um produto global, sendo restrito à América do Sul e por isso foi sinalizado de forma distinta).

Nas décadas seguintes, de 1970, 1980 e 1990, foram elaborados os primeiros MDEs propriamente ditos, de abrangência global e disponibilizados gratuitamente, como os modelos FNOC 10, ETOPO5, TUG-87, GGTOPO, OSUJAN89, TerrainBase, JGP95E, GTOPO30, GLOBE e ACE GDEM. A maioria desses modelos têm resolução espacial de aproximadamente 10 km, à exceção do GTOPO30, GLOBE e ACE GDEM com 1 km e do GGTOPO com 100 km. Mas todos eles, sem exceção, são resultantes da combinação de múltiplas fontes de dados, incluindo bases de dados regionais, bases de dados topográficos vetoriais, cartas náuticas, cartas de navegação aérea, entre outras. Alguns desses MDEs são baseados em MDEs anteriores, como indicam as relações estabelecidas pelas setas na Figura 4.17.

A dificuldade de prospecção e compilação de dados de elevação da época é ilustrada na abordagem utilizada por Wolf e Wingham (1992): a partir de catálogos de mais de 200 produtores de mapas ao redor do mundo e de revisão na literatura científica, esses autores identificaram e contactaram indivíduos e instituições considerados potenciais fontes de dados de elevação com acesso público; mais de 350 cartas questionando a existência desse tipo de dado foram enviadas, mas em menos de 10% dos casos foram obtidas respostas com descrição dos dados existentes.

No final da década 1990 e início dos anos 2000, foram criados os primeiros MDEs de abrangência global ou quase global cuja origem é inteiramente o sensoriamento remoto orbital. O MDE elaborado por Bamber e Muller (1998) pode ser considerado o primeiro exemplo desse tipo, porém ainda com resolução da ordem de 10 km.

O MDE gerado a partir da missão conhecida por SRTM, realizada em 2000, é o grande marco de revolução nesse sentido, dada a qualidade dos dados gerados e a resolução espacial da ordem de dezenas de metros (inicialmente dados disponibilizados com 90 m de resolução e depois com 30 m). A evolução no tempo da resolução espacial dos MDEs disponíveis a nível global é ilustrada esquematicamente na Figura 4.18.

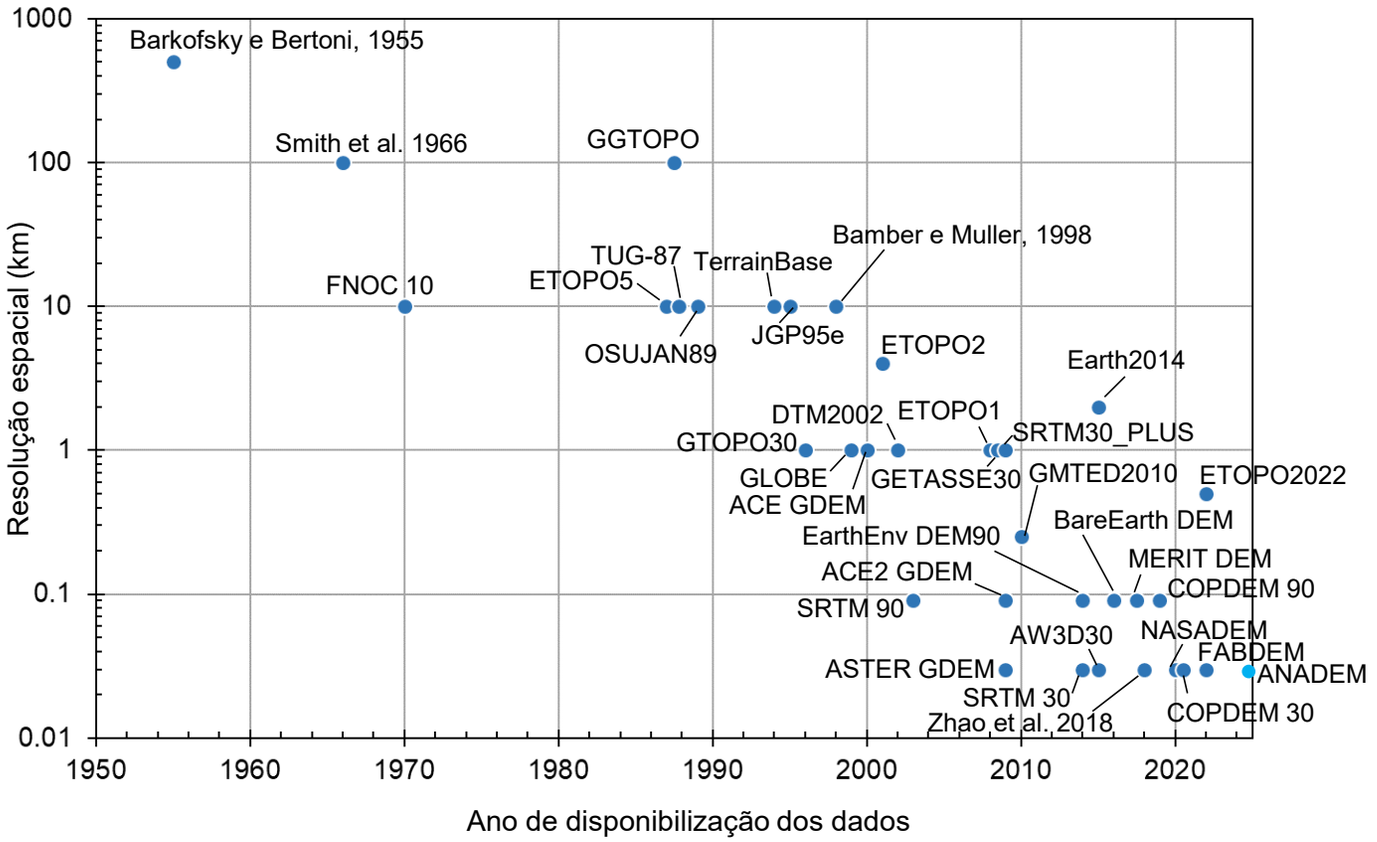


Figura 4.18 - Evolução no tempo da resolução espacial dos MDEs globais ou quase globais segundo o ano de disponibilização dos dados (foi incluído também o produto ANADEM, que é restrito à América do Sul).

Na sequência da missão SRTM, vários outros MDEs globais foram (e continuam sendo) gerados e disponibilizados gratuitamente com resoluções em torno de 90 m e de 30 m. Alguns desses MDEs correspondem a novas aquisições de dados, com diferentes tipos de levantamento orbital, como o ASTER GDEM, o AW3D30 e o TanDEM-X. Outros MDEs correspondem a reprocessamentos de MDEs já disponíveis, procurando usufruir da combinação de mais de um deles e/ou efetuar a remoção de ruídos, como o MERIT DEM, o NASADEM, o COPDEM e o FABDEM.

Dentre esses MDEs disponíveis na resolução espacial de 30 m, o ASTER GDEM é tido como de qualidade inferior (Bielski et al., 2023). O SRTM 30 e o NASADEM são muito semelhantes entre si e de qualidade acima do ASTER GDEM, porém também podem ser considerados ultrapassados. Ainda segundo o referido estudo, os MDEs AW3D30,

COPDEM 30 e FABDEM se destacam com qualidade nitidamente superior aos antecessores. O FABDEM, como descrito adiante, é o único desses que foi proposto como um MDT, elaborado a partir do COPDEM. O trabalho mencionado avalia que houve realmente melhora em alguns locais na representação do FABDEM em relação ao COPDEM 30, mas o inverso ocorre em outras áreas, recomendando o COPDEM 30 como de qualidade superior ao FABDEM no geral.

Especificamente para a América do Sul, destaca-se ainda mais recentemente a elaboração e disponibilização do produto ANADEM, como um aprimoramento do COPDEM 30, porém restrito a tal continente, como descrito adiante.

Em paralelo à busca por MDEs refinados, MDEs globais de resolução espacial mais grosseira continuaram sendo gerados e disponibilizados, como o GMTED2010, o Earth2014 e o ETOPO2022. São duas motivações principais para isso: i) prover um modelo de resolução relativamente grosseira em relação a dados de 30 e 90 m, já que para muitas aplicações principalmente na escala continental e global não se tem interesse em dados tão refinados como de dezenas de metros; ii) prover representação do relevo completo da Terra, não apenas a topografia da superfície terrestre, mas também elevações de camadas de gelo, informações de bases rochosas e de batimetria de lagos e oceanos.

A representação topográfica propiciada por diferentes fontes de dados é ilustrada na Figura 4.19, comparando-se para as mesmas áreas e escalas recortes dos MDEs do GTOPO30 (resolução de 1 km), GMTED2010 (resolução de 250 m), SRTM (resolução de 90 m) e FABDEM (resolução de 30 m). Visualmente, nas escalas mais grosseiras não se percebe distinção entre os MDEs, com todos reproduzindo aparentemente os mesmos padrões espaciais de variabilidade topográfica. À medida que se aumenta a escala, ou seja, quando se visualiza os alvos de forma mais aproximada, as diferenças passam a ser cada vez mais perceptíveis.

Nos subitens seguintes, são descritos cada MDE global ou quase global com dados disponibilizados gratuitamente que foram encontrados no levantamento realizado para este livro. O nível de detalhamento da descrição de cada produto varia conforme a relevância em si desses dados e a disponibilização de informações em fontes oficiais ou consolidadas.

4.12.1 Berkofsky e Bertoni (1955)

Em 1955, o trabalho de Berkofsky e Bertoni produziu uma base de dados na forma tabular com elevações do terreno para todo o globo terrestre, a partir de cartas de navegação aéreas, principalmente as cartas conhecidas como World Aeronautical Charts (escala 1:1.000.000), complementadas pelos dados das Aeronautical Planning Charts (escala 1:5.000.000). As elevações das fontes de dados foram sistematizadas na forma de valores médios em uma grade de 1º de espaçamento, por procedimento visual dos operadores. Procedimentos de interpolação e extrapolação foram aplicados para estimar valores em áreas sem dados. Na sequência, os dados de 1º foram convertidos para valores médios em intervalos de 5º x 5º. Essa base de dados foi usada, por exemplo, em estudo de circulação de ventos (Vianello, 1985) e em trabalho com modelagem hidrológica global (Kavvas e Anderson, 2002).

Os dados gerados por Berkofsky e Bertoni (1955) são apresentados diretamente na referida publicação, na forma de um mapa impresso com elevações posicionadas em cada ponto correspondente da grade de 5º x 5º (ou cerca de 500 x 500 km ao nível do Equador). Essas elevações são apresentadas na unidade de centenas de pés. Esse conjunto de dados de elevação não é apresentado pelos autores nem reportado na literatura como um MDE, e sim como uma carta topográfica (Vianello, 1985). Entretanto, a natureza regular da discretização dos dados, posicionados segundo uma grade com coordenadas geográficas, pode caracterizar esse conjunto de dados pelo menos como uma forma rudimentar de MDE no formato raster (matricial).

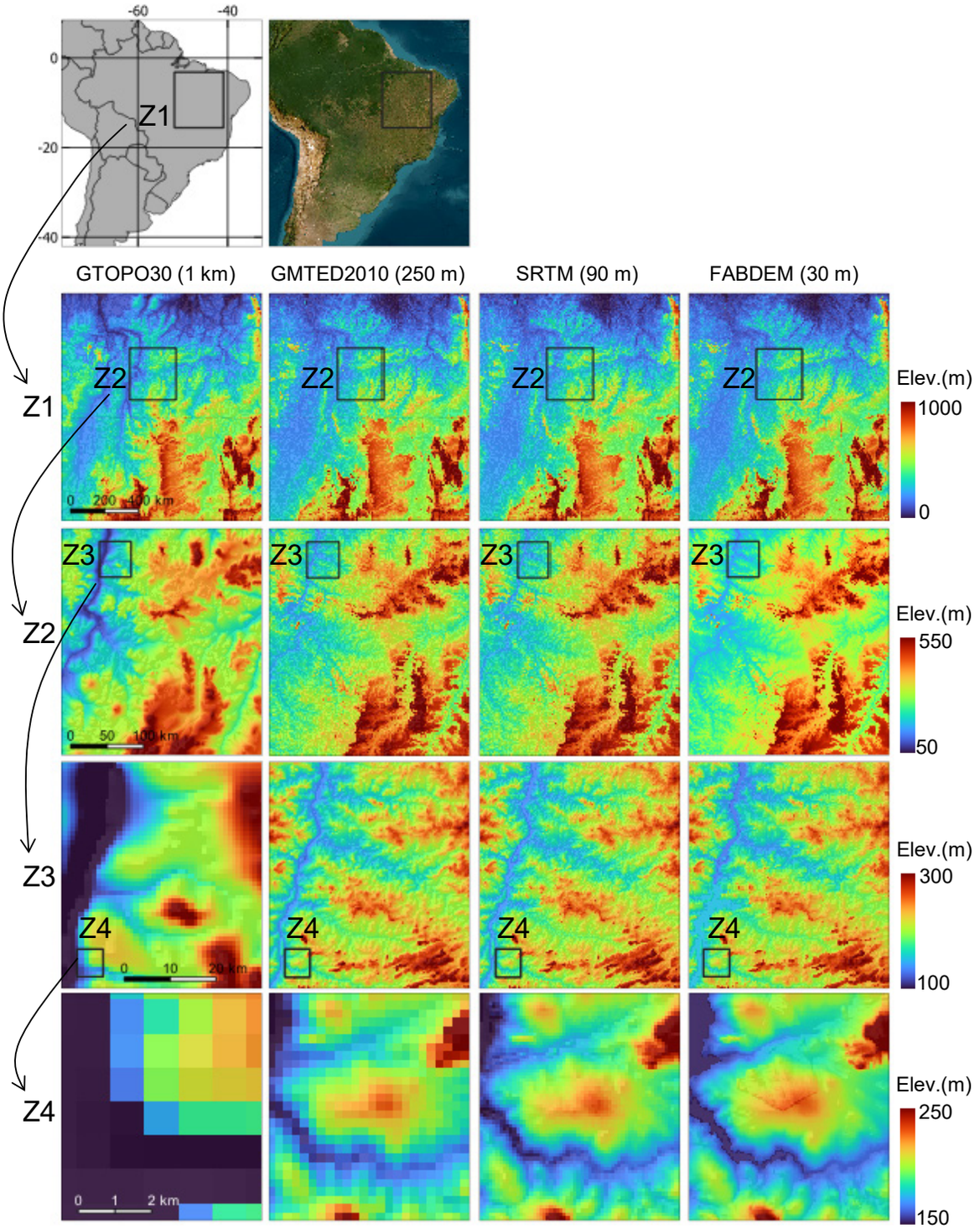


Figura 4.19 - Comparação ilustrativa das representações topográficas de uma parte do território brasileiro em diferentes escalas espaciais considerando os MDEs GTOPO30 (resolução espacial de 1 km), GMTED2010 (250 m), SRTM (90 m) e FABDEM (30 m).

4.12.2 Smith et al. (1966)

Em 1966, Smith e colaboradores apresentaram a elaboração de uma base de dados de elevação da superfície terrestre e de profundidades do fundo do mar na forma de uma grade de aproximadamente 1º x 1º, com unidade em metros. A motivação principal foi dispor de uma base de dados global com maior detalhamento do que foi gerado no trabalho de Berkofsky e Bertoni (1955).

Os valores médios de elevação ou profundidade em cada quadrícula foram obtidos por estimativa visual a partir de curvas de nível apresentadas em cartas topográficas e batimétricas nas escalas de 1:1.000.000 e 1:25.000.000. Como esse desenvolvimento de informações ocorreu no Scripps Institution of Oceanography, da Universidade da California (EUA), esse conjunto de dados é referido às vezes como base de dados Scripps ou simplesmente Scripps Topography. Os detalhes de procedimentos e a listagem das cartas topográficas e batimétricas consideradas na elaboração dessa base de dados são apresentados em Smith et al. (1966).

Em 1975, essa base de dados Scripps era ainda reconhecida como "a melhor fonte disponível de elevações continentais de grande escala", segundo Gates e Nelson (1975). Entretanto, tais autores consideram o formato desses dados de muito pouca praticidade, dificultando e restringindo a maior quantidade de aplicações. Os referidos autores elaboraram uma forma diferente de apresentar esses dados para contornar essa dificuldade, além de realizar revisões com tratamento de inconsistências e melhorias nas informações.

A base de dados Scripps revisada e atualizada foi apresentada por Gates e Nelson (1975) na forma de tabelas com coordenadas de longitude nas colunas e coordenadas de latitude nas linhas, ambas discretizada a cada 5 graus. Os valores de elevação ou profundidade estão na unidade de decâmetros (x 10 m), com asterisco para indicar quando se trata de profundidade ao invés de elevação. Essa base de dados também não é reportada pelos próprios autores ou pela literatura como um MDE, mas tem-se uma estruturação de dados em formato similar a um MDE matricial (raster).

4.12.3 FNOC 10

O centro conhecido por FNOC (Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center) da Marinha dos EUA desenvolveu um MDE global com resolução espacial de 10 arco-minutos (0,16666... graus ou próximo a 20 km ao nível do Equador). Esse MDE é usualmente referido pela sigla FNOC 10, em referência à instituição desenvolvedora e à resolução espacial. O desenvolvimento desse MDE iniciou na metade da década de 1960 e avançou até o início da década seguinte (NCGIA, 2023), tendo atualizações ainda até 1984, data da última versão.

O FNOC 10 foi elaborado a partir de várias fontes de dados topográficos, tendo como fonte principal as cartas de navegação da Marinha dos EUA (US Department of Defense Operational Navigational Charts), na escala de 1:1.000.000 (NCGIA, 2023). Em áreas não abrangidas por tais cartas náuticas, foram selecionadas cartas de navegação aérea das bases de dados conhecidas por Jet Navigation Charts e World Aeronautical Charts.

Além do MDE propriamente, foi elaborado um conjunto de dados que incluía, para cada ponto de grade, a elevação mínima e a máxima, entre outras características topográficas (Joseph, 1982). Um exemplo de aplicação dos dados do FNOC 10 é o estudo de modelagem e simulação atmosférica da concentração de CO_2 desenvolvido por Fujita et al. (2003).

4.12.4 ETOPO

A nomenclatura ETOPO, da sigla Earth TOPOgraphy, se refere a um grupo de MDEs globais, desenvolvidos na seguinte ordem cronológica: ETOPO5, ETOPO2, ETOPO1 e ETOPO2022.

O MDE global chamado ETOPO5 (o algarismo 5 advém de 5 arco-minutos de resolução espacial) foi inicialmente produzido em conjunto pela National Geophysical Data Center da NOAA e a Marinha dos EUA, a partir de bases de dados de diferentes fontes e com diferentes graus de detalhamento. Algumas dessas fontes de dados também são na mesma resolução de 5 arco-minutos (0.08333... graus, ou aproximadamente 10 km ao nível do Equador) do ETOPO5, enquanto outras bases são em resoluções mais grosseiras. Em áreas sem disponibilidade de outros dados, foram utilizadas as elevações do FNOC 10 (NCGIA, 2023).

O ETOPO5 tem abrangência global e representa tanto as elevações das massas continentais, caracterizadas por valores positivos, quanto as profundidades do fundo oceânico, representadas por valores negativos. Esse MDE foi disponibilizado gratuitamente em 1987, com dados do tipo integer e no sistema de referência horizontal WGS 84 e referencial vertical o nível médio do mar.

Em 2001, foi lançado o sucessor do ETOPO5, chamado ETOPO2, um MDE global com resolução espacial de 2 arco-minutos (0.0333... graus ou próximo a 4 km ao nível do Equador), com uma versão atualizada em 2006. O ETOPO2 se diferencia do ETOPO5 quanto à representação topográfica das massas continentais principalmente pela inclusão de dados do GLOBE, MDE global não existente à época da realização do ETOPO5. O ETOPO2 foi produzido com dados em formato integer, no sistema de referência horizontal WGS84 e tendo o nível médio do mar como referencial vertical.

Em 2008, foi produzido o ETOPO1, com resolução espacial de 1 arco-minuto (0.01666... graus, ou quase 2 km ao nível do Equador). Esse MDE é disponibilizado em duas versões, que se distinguem apenas quanto às elevações nas áreas de gelo da Antártica e Groenlândia (Amante e Eakins, 2009). Em uma das versões, são representadas as elevações da superfície das camadas de gelo dessas regiões, enquanto na outra versão as elevações se referem à base rochosa onde se assentam essas camadas de gelo.

O ETOPO1 foi elaborado a partir de diversas fontes de dados topográficos globais e regionais, como o SRTM e o GLOBE, além de incluir dados de profundidade do fundo do mar, das camadas de gelo, da base rochosa e de elevações da parte costeira dos continentes. Todas as fontes de dados foram compatibilizadas quanto aos referenciais horizontal e vertical e feitas outras edições para ajustes e coerência dos valores entre si, conforme descrição apresentada em Amante e Eakins (2009). O ETOPO1 contempla elevações de todo o globo e inclui também as profundidades do fundo do mar. Esse MDE foi gerado com dados integer, sistema de referência horizontal WGS84 e tendo o nível médio do mar como referencial vertical.

Na continuidade da família de MDEs globais ETOPO, em 2022 foi gerado o ETOPO2022. Trata-se de um MDE com resolução espacial de 15 arco-segundos (cerca de 0,0041666...graus ou quase 500 m ao nível do Equador), desenvolvido pela NOAA (NOAA, 2022). Esse MDE tem abrangência global que inclui tanto as elevações das massas continentais quanto as profundidades do fundo oceânico, assim como seus antecessores ETOPO.

A versão ETOPO2022 foi elaborada a partir da combinação de diversas fontes de dados, incluindo sensores do tipo LiDAR aerotransportado, dados topográficos orbitais e dados batimétricos obtidos por embarcações. A nível global, os dados de elevação das massas continentais do ETOPO2022 são provenientes dos MDEs globais COPDEM e FABDEM, ambos na resolução de 30 m e descritos adiante em itens específicos deste capítulo. O ETOPO2022 é disponibilizado

gratuitamente, com dados no formato integer e referidos ao sistema de referência horizontal WGS 84 e ao datum vertical geóide EGM 2008.

4.12.5 GGTOPO

O GGTOPO (Global Grid TOPOgraphy) foi elaborado pela Trent University (Canadá) com resolução espacial de 1º (ou cerca de 100 km ao nível do Equador). Esse MDE é resultante principalmente da compilação da base de dados Scripps Topography, descrita em Gates e Nelson (1975) e comentada em item anterior deste livro, mas com extensiva revisão (Cogley, 1987 apud Pavlis e Rapp, 1990).

4.12.6 TUG-87

O MDE global chamado de TUG-87, cuja sigla se refere à instituição desenvolvedora chamada Technical University of Graz (TUG), na Áustria, e ao ano de elaboração (1987), consiste em um pequeno aprimoramento do ETOPO5. Ambos representam elevações do terreno e profundidades do fundo do mar na resolução espacial de 5 arco-minutos (0.08333... graus, ou aproximadamente 10 km ao nível do Equador), com abrangência global. Basicamente, o diferencial do TUG-87 relativamente ao ETOPO5 é que dados adicionais de batimetria foram usados para compor as profundidades oceânicas, enquanto as elevações referentes ao terreno praticamente são as mesmas nesses dois modelos (Wieser, 1987, apud Wolf e Wingham, 1992). Os dados batimétricos adicionados ao TUG-87 são principalmente da base conhecida por DBDB5 (Digital Bathymetric Data Base-5 minute) (Pavlis e Rapp, 1990). Além disso, o TUG-87 foi disponibilizado em três resoluções espaciais: 5 arco-minutos, 30 arco-minutos e 1 grau (Lemoine et al., 1998).

4.12.7 OSUJAN89

O OSUJAN89 é um MDE global desenvolvido a partir da combinação de outros dois MDEs globais disponíveis à época, o TUG-87 e o GGTOPO, e abrange informações tanto das elevações de terreno quanto das profundidades do fundo do mar (Pavlis e Rapp, 1990). Comparações entre esses dois modelos indicaram discrepâncias consideráveis entre as elevações, levando à preferência dos dados do TUG-87 para a elaboração do OSUJAN89. Isso foi realizado tanto para as elevações da superfície terrestre quanto para as profundidades oceânicas. A exceção foi para as áreas classificadas como de oceano com cobertura de gelo, para as quais foram usados dados do GGTOPO. Esse procedimento foi adotado por haver informações no GGTOPO para identificação desse tipo de região, ao passo que não se sabe em cada ponto se as elevações do TUG-87 são referentes a qual tipo de superfície (do terreno, da cobertura de gelo, etc) (Pavlis e Rapp, 1990).

A denominação OSUJAN89 é uma abreviação para Ohio State University Joint Archive for Digital Elevation Models, combinado com o ano de desenvolvimento (1989). O OSUJAN89 foi elaborado com resolução espacial de 5 arco-minutos (0.08333... graus, ou aproximadamente 10 km ao nível do Equador).

4.12.8 TERRAINBASE

O MDE chamado de TerrainBase é considerado um protótipo do MDE posteriormente desenvolvido e denominado GLOBE e representa avanços consideráveis relativamente ao ETOPO5. Um diferencial importante do TerrainBase em relação ao ETOPO5 é a quantidade e qualidade das fontes de dados usadas na elaboração do MDE. Para o TerrainBa-

se foram usadas 15 fontes de dados, sendo 10 delas adicionais às 5 que foram usadas para o ETOPO5 (Arabelos, 2000). Uma das informações usadas para o ETOPO5 e também para o TerrainBase foram as elevações do FNOC 10 (Lemoine et al., 1998). Com o desenvolvimento do TerrainBase, pretendeu-se resolver muitos dos problemas relacionados a erros e artefatos reportados nos dados do ETOPO5 (NOAA, 2023).

Na elaboração do TerrainBase, todas as fontes de dados foram convertidas para a resolução de 5 arco-minutos e combinadas para obter o MDE global, conforme descrição em NOAA (2023). Em áreas de superposição de duas ou mais fontes de dados, um procedimento de priorização foi estabelecido, para tomar primeiramente os dados da fonte de dados de maior relevância e preencher as falhas dessa base com a fonte de dados de segunda maior hierarquia e assim sucessivamente. Tratamentos adicionais para suavização e compatibilidade entre as transições das áreas cobertas por diferentes bases de dados foram também realizados, principalmente para reduzir descontinuidades nas elevações causadas pela combinação de diferentes fontes de dados (NOAA, 2023).

O TerrainBase foi produzido em 1994 pela National Geophysical Data Center (NGDC) dos EUA em conjunto com o World Data Centers-A for Geophysics and Marine Geology (WDC-A) e tem abrangência global, resolução espacial de 5 arco-minutos (aproximadamente 10 km na latitude do Equador), incluindo elevações da superfície terrestre (valores positivos) e profundidades das áreas oceânicas (valores negativos).

4.12.9 JGP95E

O MDE denominado JGP95E foi desenvolvido em 1995 a partir da combinação de várias fontes de dados regionais e globais, como o DTED (Digital Terrain Elevation Data), elaborado pelo National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) dos EUA e com uso restrito, e MDEs globais disponíveis TerrainBase, ETOPO5 e GGTOPO, além de dados de cobertura de gelo obtidos por altimetria (Lemoine et al., 1998). A nomenclatura JGP95E se refere a Joint Gravity Project (JGP) combinado com o ano de desenvolvimento 1995, enquanto a letra E se refere à versão final, já que ao longo do processo de elaboração foram feitas as versões JGP95A, JGP95B, JGP95C e JGP95D.

A motivação da criação do JGP95E é associada à necessidade percebida pela Defense Mapping Agency (DMA) dos EUA e NASA de ter um MDE global de melhor qualidade na resolução espacial de 5 arco-minutos (cerca de 10 km ao nível do Equador), visando a elaboração de um modelo global geopotencial (Arabelos, 2000). A partir do JGP95E, foi elaborado posteriormente a representação do geóide conhecida por EGM96 (Lemoine et al., 1998).

4.12.10 GTOPO30

O GTOPO30 é um MDE global com resolução espacial de 30 arco-segundos (0.008333... graus, ou aproximadamente 1 km no Equador), gerado a partir de diferentes fontes de dados topográficos em formato vetorial e raster (EROS, 2018). Esse MDE foi concluído em 1996 sob coordenação e liderança do U.S. Geological Survey's Center for Earth Resources Observation and Science (USGS-EROS), com colaboração de outras instituições de diferentes países.

O GTOPO30 foi desenvolvido de forma a atender aos requisitos científicos gerais para dados topográficos estabelecidos pelo Topographic Science Working Group em 1988 (Gesch et al., 1999). A principal base de dados foi o MDE denominado DTED do NGA dos EUA. Esses dados do DTED têm resolução espacial de aproximadamente 90 m e foram reamostrados para a resolução de quase 1 km.

Cerca de 50% do GTOPO30 é resultante do DTED. A segunda principal base de dados usada para gerar o GTO-

PO30 (cerca de 30% da área), principalmente para preencher áreas não cobertas ou falhas nos dados do DTED, foi o Digital Chart of the World (DCW), uma base vetorial de dados topográficos na escala 1:1.000.000 também produzida pela NGA. Os demais conjuntos de dados usados para o GTOPO30 têm abrangência regional ou local e foram usados para áreas sem disponibilidade de dados do DTED e do DCW. A descrição completa desses dados e detalhes do desenvolvimento do GTOPO30 podem ser encontrados em Gesch et al. (1999) e EROS (2018).

A abrangência do GTOPO30 é global e ele foi concebido para ter disponibilidade gratuita, com dados tipo integer no sistema de referência horizontal WGS 84 e referencial vertical EGM96 (Podest e Crow, 2013).

4.12.11 Bamber e Muller, 1998

Bamber e Muller (1998) desenvolveram um MDE global a partir de dados de altimetria por radar da missão ERS-1 (European Remote Sensing Satellite-1), durante a fase geodésica de aquisição de dados ao longo de um ciclo de 336 dias. Diversos procedimentos para tratamento dos dados foram realizados, conforme descrito na referida publicação, incluindo filtragem e interpolação. O MDE resultante tem resolução espacial de 5 arco-minutos (ou quase 10 km ao nível do Equador).

4.12.12 GLOBE

O MDE denominado GLOBE, da sigla Global Land One-km Base Elevation, foi desenvolvido via cooperação de vários especialistas internacionais, em nome de uma força tarefa chamada GLOBE Task Team. O GLOBE tem abrangência global e resolução espacial de 30 arco-segundos (0.008333... graus), ou quase 1 km ao nível do Equador (Hastings et al., 2000).

Diversas fontes de dados topográficos foram usadas no desenvolvimento do GLOBE, com destaque para o DTED da NGA. Cerca de 58% do GLOBE nas áreas continentais se baseiam no DTED, enquanto 23% são baseados na base vetorial de dados topográficos DCW, também produzida pela NGA (Hastings e Dunbar, 1998).

O GLOBE é, além de um MDE, o nome de um projeto amplo e com diversas finalidades muito além da produção do MDE de mesmo nome. Inclusive, durante o desenvolvimento do GLOBE, outros dois MDEs globais foram produzidos, ambos nessa mesma resolução espacial (Hastings e Dunbar, 1998): um MDE elaborado pela NASA para uso interno e apoio às missões espaciais e o GTOPO30. Os dados do GLOBE foram disponibilizados desde 1999 gratuitamente, sendo referidos a um sistema de referência horizontal WGS 84 e referencial vertical EGM96.

4.12.13 ACE GDEM

Os resultados de análises que indicaram problemas e erros nos dados do GTOPO30 e do GLOBE motivaram a criação de um novo MDE global de resolução espacial 30 arco-segundos (ou quase 1 km no Equador), a partir de dados de altimetria da missão geodésica ERS-1, da Agência Espacial Européia (ESA; European Spatial Agency), complementados por bases de dados globais disponíveis publicamente, como das bases DTED e DCW (Berry et al., 2020). Esse MDE foi elaborado por pesquisadores da De Montfort University (Leicester, Reino Unido) e denominado ACE GDEM (Altimeter Correction Elevations, Global Digital Elevation Model).

O detalhamento de elaboração do ACE GDEM é descrito em Johnson et al. (2000) e resumido aqui. Uma etapa

fundamental foi a realização de um procedimento de interpolação espacial para ajustar uma superfície aos dados de altimetria e estimar valores de elevação em pontos não amostrados pela altimetria, mas dentro da área coberta por esse levantamento. Uma segunda grande etapa foi a fusão dos dados de altimetria aos dados topográficos globais disponíveis. Assumiu-se que esses dados disponíveis estavam errados e precisavam ser avaliados para serem usados, priorizando-se o uso dos dados de altimetria quando disponíveis ou o ajuste dos dados globais disponíveis com base na comparação com a altimetria. Quando nenhuma das situações foi possível, usou-se a própria informação dos dados globais existentes.

Em torno de 29% dos dados do ACE GDEM para as superfícies terrestres é derivado diretamente dos dados de altimetria e cerca de 11% é referente a dados globais corrigidos ou ajustados pelos dados altimétricos. Os demais 60% dos dados são referentes a outras bases topográficas, sem ajuste por altimetria. O ACE GDEM foi elaborado no sistema de referência horizontal WGS 84 e referencial vertical EGM96, com dados integer e abrangência global.

A partir da realização da missão SRTM no ano 2000 (descrita em detalhes em item adiante deste capítulo) e da disponibilização do MDE correspondente, pesquisadores envolvidos no desenvolvimento do ACE GDEM viram uma oportunidade de usufruir dos dados de altimetria do ERS-1 e técnicas usadas na elaboração do ACE GDEM para gerar uma versão melhorada do MDE do SRTM 90. Enquanto a principal limitação das elevações do SRTM é referente a áreas com cobertura vegetal, como descrito adiante, os dados de altimetria do ERS-1 têm maior capacidade de representar a elevação do terreno propriamente, dada a maior capacidade de penetração do sinal do sensor altimétrico ao longo da cobertura vegetal (Smith e Berry, 2010).

O ACE2 GDEM foi elaborado fazendo-se a fusão entre dados do MDE do SRTM e cerca de 70 milhões de dados de elevação obtidos por altimetria do ERS-1, complementados por outros dados, como do GLOBE (Berry, 2009; Berry et al., 2010; Smith e Berry, 2010). Em áreas com maior densidade de cobertura da vegetação, prevaleceram os dados de altimetria do ERS-1. Em algumas áreas, dados do SRTM foram usados após corrigidos em função de comparações com a altimetria do ERS-1. Em outras áreas, permaneceram os dados do SRTM, por indisponibilidade de dados do ERS-1. Nas áreas fora da cobertura do SRTM, os dados de altimetria do ERS-1 foram fundidos com outras bases de dados disponíveis, como o GLOBE.

O resultado desse procedimento foi um MDE de abrangência global, com resolução espacial de 3 arco-segundos (aproximadamente 90 m no Equador), com dados integer, sistema de referência horizontal WGS 84 e referencial vertical EGM 96. O desenvolvimento desse MDE foi coordenado pelo European Space Research Institute (ESRIN) da Agência Espacial Européia, sendo disponibilizado em 2009.

4.12.14 DTM2002

O modelo global denominado DTM2002 (acrônimo para Digital Terrain Model 2002, ano de desenvolvimento) foi elaborado por Saleh e Pavlis (2002). Esse modelo representa as elevações da superfície terrestre e profundidades do fundo do mar, com abrangência global e resolução espacial de 30 arco-segundos (0,008333... graus ou próximo a 1 km no Equador), com versões disponibilizadas também nas resoluções de 2 arco-minutos (0,0333... graus ou quase 4 km) e 5 arco-minutos (0,08333... graus ou cerca de 10 km).

O DTM2002 foi elaborado pela combinação de várias fontes de dados, como descrito em Saleh e Pavlis (2002). Para as partes costeiras, a informação principal foi a base de dados de Wessel e Smith (1996). As elevações da superfície terrestre foram baseadas principalmente no GLOBE, valendo-se também de dados do modelo ACE DEM e outras fontes. Dados de batimetria dos oceanos foram compilados de Smith e Sandwell (1997), cujo trabalho é baseado em informações de altimetria e dados coletados por embarcações, complementados por dados do modelo JGP95E. Bases de dados

específicas foram também incluídas para compor informações de espessura das camadas de gelo e de profundidades de grandes lagos, para as versões do DTM2002 de 2 e 5 arco-minutos.

4.12.15 SRTM DEM

Ainda hoje, os dados mais famosos e mais utilizados em termos de MDE globalmente são os provenientes da missão SRTM (Shuttle Radar Topography Mission; Farr et al., 2007). Esses dados foram coletados no ano 2000 por uma espaçonave orbital via interferometria com sensores do tipo radar de abertura sintética, operando com comprimentos de onda na banda espectral C (comprimento de onda 5,6 cm) e na banda espectral X (comprimento de onda 3,1 cm) (Walker et al., 2007).

Os dados da missão SRTM constituíram um marco, revolucionando a topografia global na forma digital, dada sua abrangência, qualidade e gratuidade (Bielski et al., 2023; Grohmann, 2018).

O MDE do SRTM foi disponibilizado de forma ampla inicialmente com resolução espacial de aproximadamente 90 m (3 arco-segundos ou 0,000833... graus), comumente denominado SRTM 90 e referente aos dados obtidos na banda C. Depois, foram também disponibilizados dados da missão SRTM na resolução espacial de cerca de 30 m (1 arco-segundo ou 0,000277... graus), que são referentes aos dados obtidos na banda X. Esse MDE de 30 m é usualmente referido por SRTM 30. Os dados de elevação do SRTM estão no sistema de referência horizontal WGS 84 e tem como datum vertical o geóide EGM 96, sendo disponibilizados no formato de dados inteiro. A abrangência do MDE do SRTM cobre aproximadamente de 60º N a 56º S.

A primeira versão do SRTM 90 foi disponibilizada em 2003 e uma segunda versão em 2005, com melhorias referentes à remoção de ruídos e preenchimento de dados faltantes. Além das versões do MDE do SRTM disponibilizadas pelas próprias instituições responsáveis pela aquisição e tratamento dos dados, a NASA e a USGS, versões relevantes desses dados foram disponibilizadas pelo CGIAR (Consultative Group on International Agricultural Research). O CGIAR lançou as chamadas versões 3 e 4 do SRTM 90 em 2006 e 2008 (Jarvis et al., 2008), respectivamente, valendo-se de outros procedimentos de melhorias em áreas costeiras, remoção de ruídos, preenchimento de falhas e auxílio de outras fontes de dados.

A versão 3 desenvolvida pela NASA é conhecida também como SRTM_PLUS. O SRTM_PLUS foi elaborado a partir da versão 2, com preenchimento de falhas baseado principalmente no ASTER GDEM2 e no GMTED2010 (ambos descritos adiante neste capítulo; Buckley et al., 2020).

O MDE do SRTM 30 referente aos Estados Unidos foi liberado em 2003 e esse MDE foi disponibilizado para a maior parte do globo desde 2014.

Em função do tipo de aquisição dos dados, as elevações do SRTM apresentam contaminação com a vegetação, principalmente quando de grande porte e densidade (Figura 4.20). A onda eletromagnética do radar utilizado nesse imageamento não é capaz de penetrar completamente no dossel da vegetação e atingir o terreno propriamente. A razão principal para esse impedimento tem a ver com a ocorrência da dispersão dessa onda eletromagnética dentro do dossel da vegetação, em função do comprimento de onda utilizado ser de tamanho semelhante à dimensão das folhas, que funcionam como um elemento de espalhamento do sinal, assim como galhos e troncos também agem nesse sentido. Para maior compreensão desse efeito recomenda-se a leitura dos trabalhos de Baugh et al. (2013) e Walker et al. (2007).

Em áreas com vegetação densa, as elevações do MDE do SRTM não se referem ao terreno propriamente, mas também não representam necessariamente o topo da vegetação, e sim uma posição intermediária entre o topo do dos-

sel e o terreno. Fatores diversos como a estrutura da vegetação em termos de tamanho e quantidade de folhas, altura e densidade da vegetação, ângulo de ramificação dos galhos e até a umidade dos troncos e galhos e a umidade do solo interferem para tornar variável o quanto a onda eletromagnética dos sensores usados na missão SRTM penetrou no dossel da vegetação (Brown et al., 2010; Kellndorfer et al., 2004). Teoricamente, mantidas as mesmas condições de cobertura vegetal e características como ângulo de incidência e polarização, a onda eletromagnética na banda C consegue penetrar no dossel mais do que a onda da banda X, em função do maior comprimento de onda da primeira, embora de pequena diferença (Kellndorfer et al., 2004).

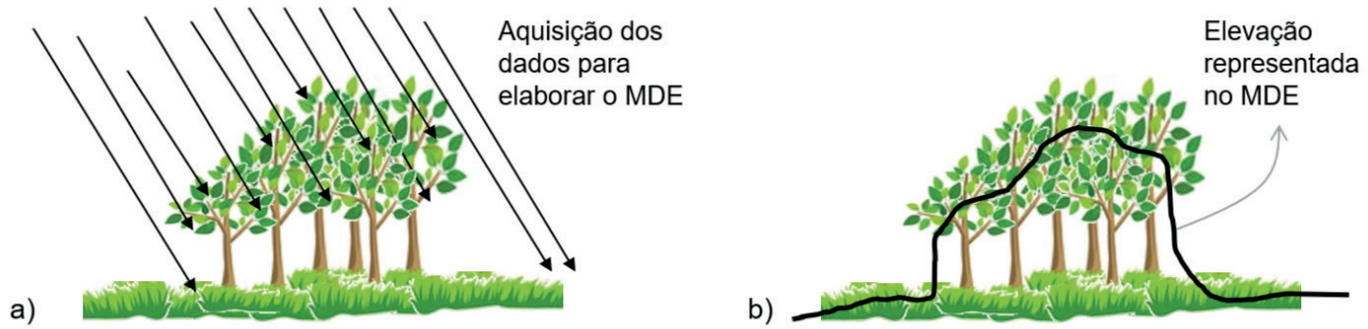


Figura 4.20 - Esquema ilustrativo da aquisição dos dados (a) e da representação do MDE do SRTM (b) devido ao efeito da cobertura vegetal de impedir a penetração completa das ondas eletromagnéticas até o terreno propriamente.

Em função desse efeito da vegetação sobre as elevações, o MDE do SRTM é referido por vários autores como um modelo digital de superfície (MDS). O reconhecimento prévio desse efeito da vegetação sobre os dados motivou, inclusive, o planejamento da aquisição dos dados durante o inverno no Hemisfério Norte (Smith e Berry, 2010), quando as florestas temperadas perdem as folhas.

Além disso, em áreas urbanas, as elevações do SRTM também se referem ao topo das edificações, mas pelo tamanho do pixel do MDE a informação apresenta-se misturada entre edificações, solo exposto e até vegetação.

Em 2009, foi desenvolvido um MDE global de resolução espacial 30 arco-segundos (0,008333... graus ou cerca de 1 km na latitude do Equador) chamado de SRTM30_PLUS, que não deve ser confundida com a versão 3 do SRTM chamada SRTM_PLUS. O SRTM30_PLUS abrange a representação da superfície terrestre e a batimetria dos oceanos, como descrito detalhadamente em Becker et al. (2009) e sumarizado aqui.

Para a representação topográfica da superfície terrestre, o SRTM30_PLUS combina dados do SRTM 30 (1 arco-segundo ou ~30 m) reamostrados para 30 arco-segundos complementados por dados do GTOPO30 no Ártico e de elevações derivadas do ICEsat na Antártica. A batimetria dos oceanos representada no SRTM30_PLUS foi elaborada a partir de múltiplas fontes de dados, incluindo levantamentos por sensoriamento remoto orbital e bancos de dados de sondagens batimétricas por embarcações. Esse modelo inclui também a batimetria dos principais grandes lagos da superfície terrestre (Lagos Superior, Michigan, Huron, Erie, Ontario e Baikal), além do Mar Cáspio (Hirt e Rexer, 2015).

4.12.16 GETASSE30

O MDE denominado GETASSE30 (Global Earth Topography And Sea Surface Elevation at 30 arc second resolution) foi elaborado com resolução espacial de 30 arco-segundos (0,08333... graus ou quase 1 km no Equador) a partir

de bases de dados existentes: o MDE do SRTM 30, o ACE GDEM e MSS (Mean Sea Surface), esta última com dados referentes à superfície do mar. Dados do geóide EGM96 foram também usados, para resultar em elevações do GETASSE30 referentes ao elipsóide WGS84.

O GETASSE30 foi elaborado em 2008 pelo European Space Research and Technology Centre (ESTEC), da Agência Espacial Européia (ESA), sendo composto por dados no formato integer, com referencial horizontal e vertical WGS84 (SNAP/ESA, 2023).

4.12.17 GMTED2010

O Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010, ou simplesmente GMTED2010, é um MDE global desenvolvido em 2010 em colaboração entre a USGS e a NGA, com a intenção de substituir o GTOPO30 para aplicações continentais e globais (Danielson e Gesch, 2011). O GMTED2010 foi gerado em três resoluções espaciais distintas: 30 arco-segundos (cerca de 1 km ao nível do Equador), 15 arco-segundos (cerca de 500 metros) e 7,5 arco-segundos (aproximadamente 250 m). A abrangência do GMTED2010 é quase global, entre 84º N e 56º S para a maioria dos produtos, e entre 84º N e 90º S para vários produtos (Danielson e Gesch, 2011). Áreas como Antártica e Groenlândia só tem dados disponíveis para a versão com 30 arco-segundos, devido à indisponibilidade de dados mais refinados para a elaboração do MDE.

A produção do GMTED2010 é baseada em 11 fontes de dados de elevação. O principal destaque é o uso das elevações do SRTM, representando quase 70% dos dados das áreas continentais no GMTED2010. Isso é a razão principal para uma melhor qualidade e melhor detalhamento da representação topográfica alcançada com o GMTED2010 relativamente ao GTOPO30, que foi baseado primariamente nas elevações de bases de dados mais grosseiras, como o DTED e o DCW.

Em áreas fora da cobertura do SRTM ou com falhas nos dados dessa missão, foram usadas diversas outras fontes, como o DTED (cerca de 14% das áreas continentais) e outras bases de abrangência regional, provenientes do Canadian Digital Elevation Data (CDED), Satellite Pour l'Observation de la Terre (SPOT 5) Reference 3D e National Elevation Dataset (NED), entre outros. Dados do próprio GTOPO30 foram também usados, mas praticamente como último recurso.

As elevações do GMTED2010 são em formato tipo integer e todos os produtos são referentes ao sistema de referência horizontal WGS84, com a maioria desses dados referidos ao geóide EGM96. Para áreas com dados oriundos de fontes distintas do SRTM e SPOT 5, o datum vertical no GMTED2010 é conforme a fonte dos dados (Danielson e Gesch, 2011). Além do MDE referente às elevações em cada ponto da grade, outros sete produtos derivados foram também gerados e disponibilizados aos usuários, como as elevações máximas, mínimas, médias, medianas e o desvio padrão.

4.12.18 ASTER GDEM

O MDE obtido a partir dos dados do ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) é referido por ASTER GDEM (ASTER Global Digital Elevation Model). Esse MDE foi elaborado a partir de dados adquiridos por fotogrametria orbital usando sensores a bordo do satélite Terra, lançado em 1999 (Tachikawa et al., 2011). O ASTER é um dos cinco instrumentos a bordo do referido satélite. Esse sensor foi construído no Japão, mas o projeto, calibração e validação de dados são de responsabilidade conjunta de equipes japonesas e americanas, principalmente envolvendo as instituições NASA, NGA e USGS nos EUA, e METI (Ministry of Economy, Trade and Industry), ERSDAC

(Earth Remote Sensing Data Analysis Center) e Universidade de Tóquio, do lado japonês (EarthData, 2023).

O ASTER é composto por três subsistemas de sensores operando em bandas espectrais do infravermelho, denominados Visible Near Infrared (VNIR), ShortWave Infrared (SWIR) e Thermal Infrared (TIR) (Abrams et al., 2020). Cada subsistema tem características de resolução espectral e espacial específicas e, conjuntamente, compõem um total de dados coletados em 14 bandas espectrais distintas. Dentre as informações coletadas, destacam-se dados de reflectância, emissividade, temperatura da superfície e elevação.

Os dados de elevação do ASTER são resultantes do processamento de imagens ópticas estereográficas, conforme detalhamento técnico descrito em Taschikawa et al. (2011). Em função desse tipo de coleta de dados, as elevações obtidas são referentes ao topo da cobertura da superfície, seja devido à presença de vegetação ou de edificações. Por isso, o MDE do ASTER também é considerado como um MDS por vários autores. Pelo tipo de imageamento realizado, os dados do ASTER também são sensíveis à ocorrência de nuvens (Grohmann, 2018).

Até a escrita deste livro, foram elaboradas três versões do MDE obtido dos dados ASTER, chamado de ASTER GDEM, lançadas em 2009, 2011 e 2019 e denominadas de ASTER GDEM-1, ASTER GDEM-2 e ASTER GDEM-3, respectivamente. Todas as versões têm resolução espacial aproximadamente de 30 m e cada versão usufrui da aquisição continuada de dados desde a versão anterior e de processos de melhoria. O GDEM-1 é resultante de dados coletados em cerca de 1,264 milhões de cenas de 1 de março de 2000 a 30 de novembro de 2007, enquanto o GDEM-2 contou com 260 mil cenas adicionais (Abrams et al., 2020).

O GDEM-3 é resultante do processamento de um total de 2,3 milhões de cenas (EarthData, 2023). A aquisição de dados do ASTER GDEM cobre quase toda a superfície terrestre (de 83°N a 83°S) e a terceira versão dos dados apresenta melhorias que reduzem áreas sem dados e anomalias de áreas cobertas por água (EarthData, 2023).

4.12.19 ALOS AW3D

No período de 2006 a 2011, o sensor PRISM (Panchromatic Remote-Sensing Instrument for Stereo Mapping) coletou dados a bordo do satélite ALOS (Advanced Land Observing Satellite) com resolução espacial de 2,5 m. O PRISM é um sensor do tipo óptico composto por três radiômetros pancromáticos, fazendo a coleta de dados por fotogrametria orbital. Esses dados abrangeram um total de 6,5 milhões de cenas e foram usados pela agência espacial japonesa (JAXA) para elaborar um MDE global com resolução espacial de 5 m, que é chamado de ALOS World 3D ou simplesmente AW3D (Tadono et al., 2016, 2015).

O MDE com 5 m de resolução espacial resultante dos dados do ALOS PRISM considera o sistema de referência horizontal WGS84 e o datum vertical EGM96, estando disponível comercialmente. A partir desse MDE, foi feita a reamostragem para obtenção de um MDE com resolução espacial de 30 m, referido por ALOS World 3D 30 mesh ou AW3D30, cobrindo de 82º N a 82º S. O AW3D30 é disponibilizado gratuitamente pela JAXA.

A primeira versão do AW3D30 (versão 1.0) foi disponibilizada em maio de 2015 e cenas da versão mais recente até a elaboração deste livro (versão 3.2) têm sido liberadas desde março de 2021 (JAXA/EORC, 2021). Novas versões são criadas a partir de melhorias nos dados como remoção de ruídos, preenchimento de falhas, adoção e atualização de máscaras com delimitação de corpos d'água continentais e das linhas de costa dos oceanos, entre outras (JAXA/EORC, 2021).

Pelo tipo de aquisição de dados, as elevações do AW3D30 se referem ao topo da cobertura vegetal e das edificações, sendo considerado um MDS, além de estar sujeito a interferências de nuvens durante a coleta dos dados. Entretanto, segundo avaliação de Grohmann (2018), como o AW3D30 é resultante dos dados do AW3D, elaborado com resolução

de 5 m e com maior capacidade de detecção de áreas abertas entre árvores, as elevações do AW3D30 representam valores médios influenciados pelas elevações de 5 m nessas áreas abertas, resultando em valores inferiores do que a altura média da cobertura vegetal. Estudo de Bielski et al. (2023) aponta o AW3D30 como de alta qualidade e dentre os melhores produtos gratuitos a nível global.

4.12.20 EARTH2014

O modelo chamado Earth2014 foi desenvolvido por Hirt e Rexer (2015) com o propósito de obter uma representação completa do relevo da Terra, incluindo a superfície terrestre, camadas de gelo e base rochosa. Foram combinadas quatro bases de dados para obter o Earth2014. O MDE do SRTM 90, da versão 4.1 desenvolvida pelo CGIAR (Jarvis et al., 2008), na resolução espacial aproximada de 250 m, foi usado para representar a topografia da superfície entre 60º N e 60º S. Dados do SRTM30_PLUS, desenvolvido por Becker et al. (2009), foram empregados na representação da batimetria dos oceanos e também da própria topografia continental, no caso de áreas acima de 60º N. Um terceiro conjunto de dados foi o Bedmap2 (Fretwell et al., 2012), com dados da base rochosa, batimetria e espessura das camadas de gelo na Antártica. A quarta base de dados foi o Greenland Bedrock Topography v3 (Bamber et al., 2013), acerca da base rochosa da Groenlândia.

Os dados do SRTM30_PLUS foram considerados como a camada principal de informação, a partir da qual foram combinadas as demais bases de dados. Uma série de procedimentos foi aplicada para fazer essa combinação, tanto quanto às diferentes resoluções espaciais envolvidas quanto ao tratamento de inconsistências entre os dados.

Como resultado desses procedimentos, o Earth2014 é composto por cinco diferentes representações do relevo da Terra (Hirt e Rexer, 2015): i) representação da camada da superfície terrestre (considera profundidade zero dos oceanos e elevações da superfície dos lagos conforme SRTM v4.1); ii) representação da camada de base rochosa (o planeta sem água e sem gelo); (iii) representação que inclui topografia, base rochosa e gelo (desconsidera a água líquida); iv) representação das massas de gelo e de água convertidas para camadas equivalentes de rocha; v) representação exclusiva das espessuras das camadas de gelo.

O Earth2014 foi disponibilizado em 2015 com produtos na resolução espacial de 1 arco-minuto (0,01666... graus ou quase 2 km no Equador), tendo referencial horizontal o elipsóide GRS80, que na prática tem diferença desprezível relativamente ao WGS84, e referencial vertical é o nível médio do mar (Hirt e Rexer, 2015). O Earth2014 é considerado um aprimoramento do antecessor denominado Earth2012, cuja resolução espacial é de 5 arco-minutos (0,08333... graus ou cerca de 10 km no Equador) e que se baseava em dados mais antigos, como elevações do ETOPO1 (Hirt e Rexer, 2015).

4.12.21 TANDEM-X

A missão denominada TanDEM-X (TerraSAR-X add-on for Digital Elevation Measurement) foi desenvolvida em parceria público-privada entre o centro aeroespacial alemão (DLR) e a empresa Airbus para produzir um MDE global com resolução espacial de 12 m (Krieger et al., 2007). Os dados principais para a geração desse MDE foram coletados no período de 2010 a 2015 por interferometria com radares de abertura sintética operando na banda espectral X (comprimento de onda 3,1 cm).

Esses dados foram coletados a bordo de dois satélites, chamados TerraSAR-X e TandDEM-X, quase idênticos entre si e posicionados em formação próxima, em torno de 120 a 500 m de separação durante o vôo (DLR, 2023). Essas

características da aquisição dos dados atribuíram à missão TanDEM-X importante aspecto de inovação quanto à técnica de interferometria por radar (Krieger et al., 2013; Rizzoli et al., 2017).

Distintos produtos com cobertura global foram gerados como resultado da missão TanDEM-X (Gdulová et al., 2020; DLR, 2023; Airbus, 2023). O principal produto é o MDE chamado TanDEM-X DEM, produzido pelo DLR com resolução espacial aproximada de 12 m, disponibilizado comercialmente. Uma versão com resolução espacial mais grosseira, de 30 m, do TanDEM-X DEM é disponibilizada para fins específicos de pesquisa científica, enquanto uma terceira versão, com resolução espacial de 90 m, é disponibilizada abertamente.

Como o radar na banda X tem limitada penetração do sinal na cobertura vegetal, os MDEs da missão TandDEM-X são considerados como MDS, tendo interferências da vegetação e edificações sobre as elevações. Entretanto, estudos como o de Grohmann (2018) indicam que o MDE de 30 m do TanDEM-X teria maior penetração na cobertura vegetal do que o MDE do SRTM 30, em função do TanDEM-X 30 m ser derivado do TanDEM-X de 12 m, cujos dados mais refinados espacialmente teriam conseguido captar áreas abertas de vegetação entre árvores. Esses MDEs do TanDEM-X são disponibilizados com sistema de referência horizontal WGS84 e datum vertical também WGS84.

A empresa parceira do DLR, a Airbus, produziu também para fins comerciais o MDE global denominado WorldDEM, na resolução espacial de 12 m. Um tratamento dos dados foi realizado para remover o efeito da cobertura vegetal e de edificações nas elevações. A empresa oferta tanto o MDS, cujas elevações são impactadas pela vegetação e edificações, quanto o MDT, com tal efeito removido, e resolução espacial de 24 m (produto chamado WorldDEM DTMlite; Airbus, 2023b). Posteriormente, a partir do WorldDEM de 12 m e com dados mais recentes adquiridos no período de 2017 a 2021, a Airbus elaborou também o WorldDEM Neo, um MDE global com 5 m de resolução espacial, também disponível comercialmente (Airbus, 2023c).

4.12.22 ALOS PALSAR

A bordo do satélite ALOS, o sensor PRISM foi mencionado anteriormente quanto à coleta de dados para a geração do MDE global denominado AW3D30. Outro sensor a bordo também do ALOS é o PALSAR (Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar Digital Elevation Model). Trata-se de um radar de abertura sintética operando na banda espectral L (comprimento de onda 23,5 cm) e com interferometria de passagem repetida, o qual obtém informações da superfície terrestre independente de luz natural (dia e noite) e das condições climáticas.

Os dados coletados pelo ALOS PALSAR têm aplicações diversas, como análise e classificação do uso e cobertura da terra, monitoramento do desmatamento, mapeamento de áreas úmidas, monitoramento de desastres e delineamento de áreas com cobertura de neve úmida (Small, 2011). Entretanto, a robustez dessas análises requer estimativas precisas de retroespalhamento da energia eletromagnética emitida pelo radar (Das et al., 2015). O imageamento com visada lateral de um radar de abertura sintética como é o PALSAR pode causar efeitos do tipo sobreposição, sombreamento, encurtamento de rampa, inversão de relevo e variações radiométricas com a declividade, o que resulta em distorções geométricas e radiométricas nos dados coletados (Shimada, 2010). Esses efeitos são mais intensos em terrenos com maior ondulação, como regiões montanhosas, devido à grande variação nos ângulos de incidência locais do sinal do radar (Das et al., 2015).

Uma alternativa de melhoria das estimativas de retroespalhamento do sinal do radar é o processo de correção radiométrica do terreno. Procura-se compensar a influência das variações topográficas sobre o retroespalhamento do radar. A informação chave para esse procedimento é um MDE, cuja fonte de aquisição de dados pode ser o próprio radar ou uma fonte externa, o que é mais comum (Das et al., 2015).

Para os dados coletados pelo PALSAR, foram efetuadas correções radiométricas e ajustes de distorções geométricas do terreno usando como informações topográficas o MDE do SRTM 30 a nível global e MDEs regionais para os territórios dos EUA, Canadá e México. Esses diferentes MDEs foram combinados e concatenados em um único MDE, para o qual foi realizada a correção geoidal (conversão das elevações do referencial geoidal para referencial elipsoidal) e reamostragem para a resolução espacial de 12,5 m. Essa resolução foi adotada para compatibilizar com os dados do PALSAR. O MDE resultante desse procedimento tem abrangência global, é disponibilizado gratuitamente e referido como o MDE do ALOS PALSAR.

Porém, o que se tem disponível como um MDE global do ALOS PALSAR não é um produto de aquisição nova de dados, mas um reprocessamento do MDE do SRTM 30 para a maior parte do globo e de MDEs regionais para áreas dos três países mencionados. Esse MDE associado ao ALOS PALSAR foi elaborado especificamente com a intenção de servir de referencial à interpretação dos resultados do processo de correção radiométrica do terreno dos dados do PALSAR. Não se recomenda o uso desse MDE para outras finalidades, como alertado na própria página eletrônica da instituição desenvolvedora e mantenedora (ASF, 2023). O chamado MDE do ALOS PALSAR também não deve ser confundido com um MDE que pode ser elaborado para uma região específica a partir de dados coletados por interferometria pelo próprio PALSAR, como realizado no trabalho de Huang et al. (2015), por exemplo.

4.12.23 EARTHENV-DEM90

Robinson et al. (2014) elaboraram um MDE global (cobre aproximadamente 91% do globo) denominado EarthEnv-DEM 90, a partir da fusão de dados do SRTM de 90 m de resolução espacial (versão 4.1; Jarvis et al., 2008) e do ASTER GDEM 2 (resolução espacial de 30 m, versão 2), contando com outros dados auxiliares. A proposta foi usufruir dos dados desses MDEs existentes para produzir um novo MDE com menor ocorrência de falhas de dados e de ruídos do que os observados nos MDEs usados como entrada no processamento. Técnicas de interpolação, suavização e outras foram usadas para fazer a fusão dos dados e obter o MDE final, como descrito na referida publicação.

O EarthEnv-DEM 90 tem resolução espacial de 90 m, com dados no sistema de referência horizontal WGS84 e referencial vertical EGM96, sendo disponibilizado gratuitamente.

4.12.24 BARE EARTH SRTM DEM

O BareEarth SRTM DEM é um MDE quase global (cobre área aproximada entre 60º N e 54º S) elaborado por O'Loughlin et al. (2016) a partir da combinação de dados de sensoriamento remoto de diferentes fontes. A principal base de dados usada é o MDE do SRTM com resolução espacial de 90 m (versão 4 do CGIAR). Como esse MDE tem elevações com influência da cobertura vegetal, o propósito de O'Loughlin et al. (2016) foi usar dados de outras fontes para remover esse efeito, de modo a obter um MDE baseado no SRTM, mas representativo do terreno propriamente dito (por isso o termo bare earth no nome do produto). Porém, o efeito de edificações nas elevações do SRTM 90 não foi tratado.

Um dos principais tipos de dados usados em conjunto com o MDE do SRTM foi um conjunto de elevações de pontos do terreno obtidos por altimetria a laser pelo sensor GLAS (Geoscience Laser Altimeter System) a bordo do satélite ICESat (Ice, Cloud, Land and Elevation Satellite), desenvolvido pela NASA e operado entre 2003 e 2009.

Outro dado principal utilizado foi um mapa de estimativas de altura da vegetação produzido por Simard et al. (2011) com resolução espacial de 1 km, obtido também com base em dados do GLAS-ICEsat de 2005 e dados auxiliares,

como elevações do próprio MDE do SRTM e dados de percentual de cobertura vegetal do MODIS (MoDerate-resolution Imaging Spectroradiometer, produto MOD44 referente ao ano 2005), além de dados de precipitação e temperatura.

O terceiro conjunto principal de dados usados em conjunto com o MDE do SRTM para obter o BareEarth SRTM DEM se refere aos dados de percentual de cobertura vegetal integrante do produto Vegetation Continuous Field (VCF) do MODIS, com resolução espacial de 250 m e correspondente ao ano 2000.

A metodologia completa usada para corrigir erros do MDE do SRTM 90 devido ao efeito da vegetação e obter o BareEarth SRTM DEM é descrita em O'Loughlin et al. (2016). A síntese dessa abordagem foi utilizar os dados auxiliares para estimar elevações do terreno propriamente dito em alguns pontos, estimar a altura da vegetação e definir a altura de vegetação a ser removida do MDE do SRTM. Ou seja, ao final, as elevações representadas no BareEarth SRTM DEM são as elevações do MDE do SRTM rebaixadas por certa altura da vegetação, estimada para cada ponto.

O BareEarth SRTM DEM é disponibilizado gratuitamente, com resolução espacial de 90 m, sistema de referência horizontal WGS84 e referencial vertical EGM96.

4.12.25 MERIT DEM

O MERIT DEM é um MDE global elaborado por Yamazaki et al. (2017) a partir do MDE do SRTM 90 e do AW3D30 (resolução espacial de 30 m), valendo-se de outros dados auxiliares. Dentre os dados auxiliares, destaca-se o Viewfinder Panorama DEM, que é resultante de um esforço do pesquisador Jonathan de Ferranti para realizar o preenchimento de falhas nos dados do SRTM e é disponibilizado gratuitamente (http://www.viewfinderpanoramas.org/). Outros dados auxiliares relevantes foram elevações do terreno captadas por altimetria a laser pelo ICEsat e estimativas de altura da vegetação elaboradas por Simard et al. (2011).

A proposta principal de Yamazaki et al. (2017) foi aplicar métodos para tratar e remover os quatro principais tipos de erros na elevação capturada por MDEs derivados de dados de sensoriamento remoto orbital: ruídos sistemáticos associados à geometria de aquisição (stripe noise), ruídos pontuais associados ao espalhamento do sinal (speckle noise), desvios absolutos e efeito da cobertura vegetal.

Os autores do MERIT DEM desenvolveram uma metodologia para tratar os quatro componentes de erros seguindo quatro etapas principais, aplicados tanto ao SRTM quanto ao AW3D30, como descrito detalhadamente em Yamazaki et al. (2017) e resumido aqui. Inicialmente, um filtro do tipo transformadas de Fourier bidimensional foi aplicado para remover ruídos sistemáticos associados à geometria da aquisição (stripe noise), a partir da detecção de ondulações regulares irreais do terreno. Esse tipo de ruído é aparente sob a forma de listras em imagens orbitais e, por isso, o uso do termo stripe. Depois, o desvio absoluto das elevações foi determinado a partir das diferenças entre as elevações do MDE e as elevações capturadas pelo ICESat, que, presumidamente, são referentes ao terreno propriamente dito. A terceira grande etapa foi estimar e tratar o erro devido à vegetação em função da densidade e da altura da vegetação, já que as elevações tanto do SRTM quanto do AW3D30 são contaminadas pela vegetação. A quarta etapa foi a aplicação de um filtro adaptativo de suavização para separar e remover o ruído aleatório e pontual associado ao espalhamento do sinal (speckle noise). Esse tipo de ruído torna partes da imagem orbital com um aspecto granulado, que se denomina como efeito salt-and-pepper (sal e pimenta, na tradução literal), em função de valores extremos aleatórios.

Por essas características de processamento para obtenção do MERIT DEM, principalmente quanto à remoção do efeito da vegetação, esse MDE pode ser considerado mais próximo de um MDT a nível global do que os demais MDEs globais disponíveis gratuitamente e lançados antes dele (Hawker et al., 2022).

O MERIT DEM tem resolução espacial de 90 m, adota um sistema de referência horizontal WGS84 e referencial vertical EGM96. Esse MDE abrange todo o globo exceto a Antártica (cobertura entre 90°N e 60°S; Yamazaki et al., 2019) e é disponibilizado gratuitamente. A partir do MERIT DEM em conjunto com bases de dados de delimitação de corpos d'água, foram produzidos rasters de direções de fluxo e uma rede hidrográfica global denominada MERIT Hydro, disponibilizados também gratuitamente (Yamazaki et al., 2019).

4.12.26 Zhao et al. (2018)

O MDE do SRTM 30 foi utilizado por Zhao et al. (2018) para produzir um novo MDE proposto como sendo um produto do SRTM com correção devido aos efeitos da vegetação. Dados de levantamentos LiDAR cobrindo cerca de 150.000 km^2 de áreas ao redor do mundo e dados do Ice, Cloud and land Elevation Satellite (ICESat)/Geoscience Laser Altimeter System (GLAS) foram usados para corrigir o viés sistemático das elevações do SRTM em áreas vegetadas.

O método de correção das elevações foi o proposto por Su et al. (2015) e, basicamente, é composto das seguintes etapas principais: i) determinação dos erros do MDE do SRTM pela subtração entre esse MDE e as elevações dos dados LiDAR/ICEsat-GLAS; ii) 2/3 desses dados foram aleatoriamente selecionados para a elaboração de modelos de regressão em função de estimativas de altura das árvores, cobertura vegetal e declividade do terreno; iii) esses modelos de regressão foram usados para estimar a distribuição de erros do MDE SRTM e corrigir as elevações.

Os dados LiDAR foram filtrados e interpolados para gerar grades de 30 m de resolução espacial, conforme procedimentos descritos em Zhao et al. (2018). Os dados do ICEsat/GLAS foram considerados de forma complementar aos dados LiDAR, sendo referentes ao período de aquisição de fevereiro a novembro de 2003. Procedimentos de checagem e ajuste dos dados ICEsat/GLAS foram realizados para evitar inconsistências.

Para os modelos de regressão, as declividades foram estimadas partir do próprio SRTM 30. As informações relativas à vegetação foram obtidas de estudos anteriores: estimativas globais de altura das árvores do trabalho de Simard et al. (2011), com 1 km de resolução espacial; dados de cobertura vegetal gerados por Hansen et al. (2013) para o ano 2000; informação de tipo de vegetação derivada dos dados de cobertura da terra do produto MCD12Q1 do MODIS, com resolução espacial de 500 m.

O MDE gerado por Zhao et al. (2018) com as correções do efeito da vegetação sobre os dados do SRTM 30 tem resolução espacial também de 30 m e foi disponibilizado gratuitamente.

4.12.27 NASADEM

O MDE denominado NASADEM é basicamente um reprocessamento dos dados do SRTM, com novos algoritmos e usufruindo de dados inexistentes à época da realização da missão SRTM, como os dados de altimetria a laser do ICESat-GLAS e as elevações do ASTER GDEM-2, ASTER GDEM-3 e AW3D30 (Buckley et al., 2020).

Um resumo simplificado dos processamentos realizados para obter o NASADEM é que os dados do ICESat--GLAS foram inicialmente utilizados para melhoria e obtenção de uma nova versão dos dados do SRTM, com auxílio de outros dados de forma secundária, como grande primeira etapa. Em seguida, o preenchimento das falhas remanescentes e o refinamento dos dados dessa nova versão do SRTM foram realizados com base nos ASTER GDEM-2, GDEM-3 e AW3D30, além de outros dados auxiliares. A descrição aprofundada desses procedimentos para a obtenção do NASADEM é apresentada em Buckley et al. (2020).

O NASADEM tem resolução espacial de 30 m, com dados do tipo inteiro e usando o sistema de referencial horizontal WGS84 e referencial vertical EGM96. Esse MDE é considerado pela NASA como o sucessor das versões anteriores de MDE elaboradas com os dados da missão SRTM, sendo disponibilizado gratuitamente desde 2020.

4.12.28 COPERNICUS DEM

O MDE denominado Copernicus DEM e apelidado por COPDEM foi elaborado a partir dos dados da missão TanDEM-X adquiridos no período de 2010 a 2015. Dentre os produtos gerados por essa missão, tem-se o MDE global chamado WorldDEM, que é a informação principal usada para derivar o COPDEM, com melhorias principalmente quanto à representação de corpos d'água e do traçado de rios, edição de linhas de costa e de feições especiais como aeroportos e outras estruturas do terreno (Fahrland et al., 2022).

Como visto em item anterior, para o WorldDEM foi gerado tanto o MDS quanto o MDT, mas o MDS é que foi usado para derivar o COPDEM. Portanto, o COPDEM é também considerado um MDS, com elevações influenciadas pela cobertura vegetal e edificações. Adicionalmente ao MDS do WorldDEM, dados de outros MDEs globais como ASTER GDEM, SRTM 90, SRTM 30, GMTED2010, TanDEM-X DEM e AW3D30, e dados regionais como para a Noruega e a Espanha, auxiliaram na geração do COPDEM (Fahrland et al., 2022).

O Copernicus DEM é composto por três instâncias de dados, chamadas EEA-10, GLO-30 e GLO-90. A instância EEA-10 cobre apenas o território dos países do chamado Espaço Econômico Europeu (EEA em inglês) acrescido de seis países cooperados. Essa instância restrita a tal abrangência geográfica representa um MDE com resolução espacial de 10 m.

As instâncias GLO-30 e GLO-90 representam MDEs com abrangência global e resoluções espaciais de, respectivamente, 30 e 90 metros, chamados de COPDEM30 e COPDEM90. Esses MDEs são disponibilizados gratuitamente com dados referidos ao sistema de referência horizontal WGS84 e referencial vertical EGM2008, e com dados tanto no formato floating point quanto integer. A limitação de representar a topografia com elevações em números inteiros de metros para um MDE com resolução espacial de 30 m deve ser evitada, segundo Guth e Geoffroy (2021), por impactar negativamente e gerar mais ruído em derivadas espaciais geradas a partir desse MDE. Por isso, esses autores recomendam evitar a versão do COPDEM com dados inteiros e ressaltam como um diferencial positivo o COPDEM com dados de elevação como números decimais frente aos MDEs globais disponibilizados anteriormente a ele (todos com números inteiros nessa resolução espacial de 30 m).

A primeira versão do COPDEM 90 foi disponibilizada em 2019 enquanto a primeira versão do COPDEM 30 foi liberada gratuitamente em 2020, havendo melhorias dessas versões desde então (ESA, 2023). Segundo avaliação de Guth e Geoffroy (2021), o COPDEM 30 apresenta qualidade superior aos MDEs globais e gratuitos que o antecedem nessa mesma resolução (SRTM, ASTER GDEM, AW3D30 e NASADEM).

4.12.29 FABDEM

O Forest And Buildings removed Copernicus DEM (FABDEM) é um MDE global elaborado por Hawker et al. (2022) a partir do COPDEM, buscando a remoção do efeito da cobertura vegetal e das edificações presente nas elevações desse MDE. Para isso, os referidos autores adotaram uma metodologia baseada em técnicas de aprendizado de máquina, com modelos de regressão do tipo florestas aleatórias. A remoção dos efeitos da vegetação e das edificações foram reali-

zados separadamente, com dados específicos considerados como variáveis preditoras em cada caso.

Para o primeiro tipo de efeito, o da vegetação, a base de dados principal foi constituída das estimativas de altura da vegetação do mapeamento chamado Global Forest Canopy Height, de 2019. Tais estimativas foram elaboradas por Potapov et al. (2021) a partir de dados LiDAR do Global Ecosystem Dynamics Investigation (GEDI), coletados pela Estação Espacial Internacional, integrados ao conjunto de dados Landsat denominado Landsat Analysis Ready Data (ARD), da equipe Global Land Analysis and Discovery (GLAD). Outros dados auxiliares foram também considerados para tratar o efeito da vegetação presente no COPDEM, como descrito em Hawker et al. (2022).

Para áreas urbanas, múltiplos conjuntos de dados foram considerados como preditores na remoção do efeito das edificações sobre as elevações do COPDEM. Esses dados abrangeram características relacionadas à altura das edificações propriamente, mas também dados populacionais e outras informações relacionadas ao grau de urbanização, como mapeamento de luzes noturnas, área construída per capita e dados de tempo de deslocamento, além de indicadores socioeconômicos como o Produto Interno Bruto (PIB).

Após remover os efeitos da vegetação do COPDEM e remover os efeitos das edificações, de forma separada e em paralelo, foi realizada uma etapa de pós-processamento para juntar esses dois MDEs resultantes, identificar e preencher falhas e aplicar filtros de suavização, obtendo finalmente o FABDEM. Esse MDE é considerado o primeiro MDE global gratuito que procura representar o terreno propriamente, sem efeitos de vegetação e edificações, embora tais efeitos não tenham sido completamente eliminados (Bielski et al., 2023; Dandabathula et al., 2022; Hawker et al., 2022).

A disponibilidade do FABDEM é gratuita e os dados abrangem de 80º N a 60º S. Esse MDE tem resolução espacial de 30 m e os dados estão no sistema de referência horizontal WGS 84 e referencial vertical EGM 2008, similar ao COPDEM do qual ele é derivado.

4.13 Dados de MDE para áreas costeiras

Também há avanços contínuos na busca pela representação topográfica específica de áreas costeiras. A questão do aumento do nível do mar face às mudanças climáticas globais e a consequente inundação de áreas costeiras é uma das preocupações que motivam tal busca. O detalhamento de MDEs concebidos especificamente com a preocupação da representação de áreas costeiras foge ao escopo deste livro. Destacam-se como exemplos de produtos a nível global:

i) O MDE denominado CoastalDEM, proposto por Kulp e Strauss (2018);

ii) O MDT chamado Global LiDAR Lowland DTM versão 1 (GLL_DTM_v1) e versão 2 (GLL_DTM_v2), descritos em Vernimmen et al. (2020) e Vernimmen e Hooijer (2023), respectivamente;

iii) O MDE chamado de DiluviumDEM, elaborado por Dusseau et al. (2023).

4.14 MDE regional para a América do Sul

O ANADEM (Agência Nacional de Águas Digital Elevation Model) é um MDE restrito à América do Sul e gerado por Laipelt et al. (2024) a partir do MDE global COPDEM30. Foram aplicados procedimentos de remoção do ruído devido à ocorrência de vegetação no COPDEM30, a partir de técnicas de aprendizado de máquina, dados de elevação da missão GEDI (Global Ecosystem Dynamics Investigation) e produtos de sensoriamento remoto multiespectral.

As análises comparativas realizadas no referido estudo indicam que o ANADEM é o produto de MDE de melhor qualidade para o continente sulamericano. Esse produto tem resolução espacial de 30 m e está disponível gratuitamente.

4.14.1 Dados de MDE obtidos por levantamento LiDAR

Além dos MDEs obtidos por sensores remotos orbitais, tem-se destacado o levantamento de dados topográficos do tipo LiDAR (Light Detection And Ranging), principalmente com sensores remotos a bordo de aeronaves. Esse sistema de sensoriamento remoto faz a aquisição de coordenadas planialtimétricas da superfície terrestre a partir da detecção das reflexões de um feixe de raios laser pulsados. A elevação é mensurada em função do intervalo de tempo entre a emissão e a recepção do laser (Dong e Chen, 2018). As reflexões do feixe de laser são registradas como milhões ou bilhões de pontos individuais, o que é chamado de nuvem de pontos.

Uma característica que torna muito atrativo esse tipo de levantamento de dados topográficos é que a nuvem de pontos é formada por pontos referentes a diferentes informações adquiridas pelo mesmo pulso de laser, que são os chamados múltiplos retornos. A medida que o pulso de laser encontra superfícies reflexivas, ocorrem retornos. O primeiro retorno pode ser da copa da vegetação, do telhado de um prédio ou do próprio terreno, quando não houver artefatos ou vegetação sobre ele. O segundo e terceiro ou mais retornos intermediários podem ocorrer conforme o pulso encontre outras superfícies para a reflexão na sequência da sua trajetória. O último retorno, em geral, é do terreno propriamente, embora possa ocorrer antes, caso todo o pulso tenha sido refletido pelas superfícies acima do terreno. Uma ilustração do pulso de laser com a nuvem de pontos gerada por um levantamento do tipo LiDAR é mostrada na Figura 4.21-a.

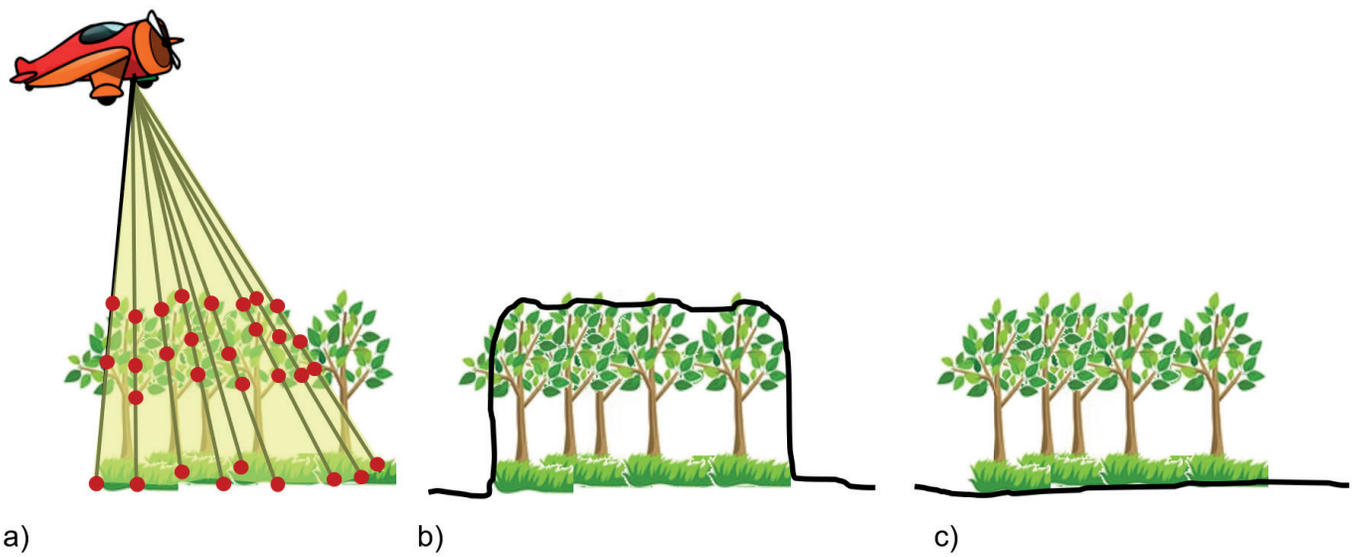


Figura 4.21 - Aquisição de dados via levantamento LiDAR aerotransportado, com indicação dos pontos referentes aos múltiplos retornos dos pulsos de laser; b), c) Indicação do que representa (linha preta) o Modelo Digital de Superfície (MDS) e o Modelo Digital do Terreno (MDT) desse levantamento por LiDAR.

Geralmente, o laser penetra na cobertura vegetal e consegue alcançar o terreno propriamente. Com esse tipo de informação, é possível fazer levantamentos acerca da vegetação, como estimar a altura das árvores, o volume da biomassa vegetal e taxas de mortalidade de árvores. Exemplos de estudo desse tipo são os trabalhos de Dalagnol et al. (2021), Van

Leeuwen e Nieuwenhuis (2010) e Wang e Glenn (2008).

A característica dos múltiplos retornos de cada pulso de laser de um levantamento LiDAR possibilita representar de forma tridimensional outros objetos e artefatos sobre a superfície, como pontes, casas, prédios e outras edificações, além do próprio terreno. Com isso, pode-se gerar o MDS e o MDT a partir da mesma nuvem de pontos do levantamento LiDAR.

Tanto o MDS quanto o MDT de origem LiDAR usualmente são obtidos com resolução espacial bem refinada, como de 1 m ou menos, da ordem de centímetros. No MDS, as elevações representam a superfície ocupada pela vegetação, objetos e artefatos identificados, enquanto o MDT caracteriza as elevações do terreno 'nu' propriamente, como ilustrado na Figura 4.4 e comentado no item 4.3.

A diferença entre MDS e MDT reais obtidos por um levantamento LiDAR, para uma área do município de Flores (PE), com dados do projeto Pernambuco Tridimensional (PE3D; Cirilo et al., 2015; Cirilo et al., 2014), corrobora a diferença entre esses dois modelos (Figura 4.22). A ortofoto da mesma região permite identificar o tipo de superfície e os alvos sobre a superfície, como casas, árvores e pontes. No MDS, claramente se percebem as feições das edificações pelas elevações superiores à vizinhança e o formato geométrico. No MDT, isso não é percebido, por representar o terreno propriamente.

Nesse exemplo do município de Flores, o raster da diferença entre MDS e MDT mostra a altura dos artefatos estimada pelo LiDAR em cada pixel e ressalta o quanto o MDT se distingue do MDS por eliminar esses artefatos na representação topográfica. O galpão identificado no ponto A, por exemplo, tem diferença entre MDS e MDT de cerca de 10 m, enquanto na ponte indicada pela letra C essa diferença é em torno de 8 m. Na área indicada por D, constam árvores de maior porte, com alturas entre 7 e 11 m. Já na região E, há uma vegetação de menor porte, em torno de 2 a 4 m, com árvores individuais alcançando 7 m. Em B, tem-se uma área de solo exposto ou grama baixa junto a um lago, resultando diferenças nulas entre MDS e MDT.

Com o grande detalhamento espacial das informações e a obtenção do MDT, os levantamentos topográficos por LiDAR permitiram caracterizar o relevo de uma forma sem precedentes e não imaginada até algumas décadas atrás (Murphy et al., 2008; Persendt e Gomez, 2015; Roelens et al., 2017). A desvantagem é o desafio do custo computacional associado aos dados dos levantamentos por LiDAR.

Para uma área de estudo com 1000 km², por exemplo, um MDT com 1 m de resolução espacial tem 1 bilhão de pixels (Tabela 4.2). Ao processar esse MDT, diversos outros rasters com igual quantidade de pixels são gerados. Para efeito comparativo, essa mesma área de 1000 km² requer cerca de pouco mais de 1 milhão de pixels para ser representada por um MDE global de 30 m de resolução espacial (como o SRTM 30) e apenas um pouco mais de 120.000 pixels considerando um MDE de resolução espacial 90 m (como o SRTM 90).

O custo de armazenar e processar dados derivados do LiDAR pode tornar proibitivo o uso dessa informação em algumas aplicações. Uma alternativa é usufruir de métodos e soluções ajustadas para lidar com tamanha quantidade de dados, com a adaptação de algoritmos de processamento mais eficientes computacionalmente, uso de processamento nas nuvens ou processamento paralelo e alocação de maior espaço para armazenamento dos dados. Essas questões são discutidas em maior profundidade no Capítulo 6 e Capítulo 7, especificamente quanto ao custo computacional relacionado ao processamento do MDT para remoção de depressões do terreno, atribuição de direções de fluxo e cálculo das áreas acumuladas de drenagem.

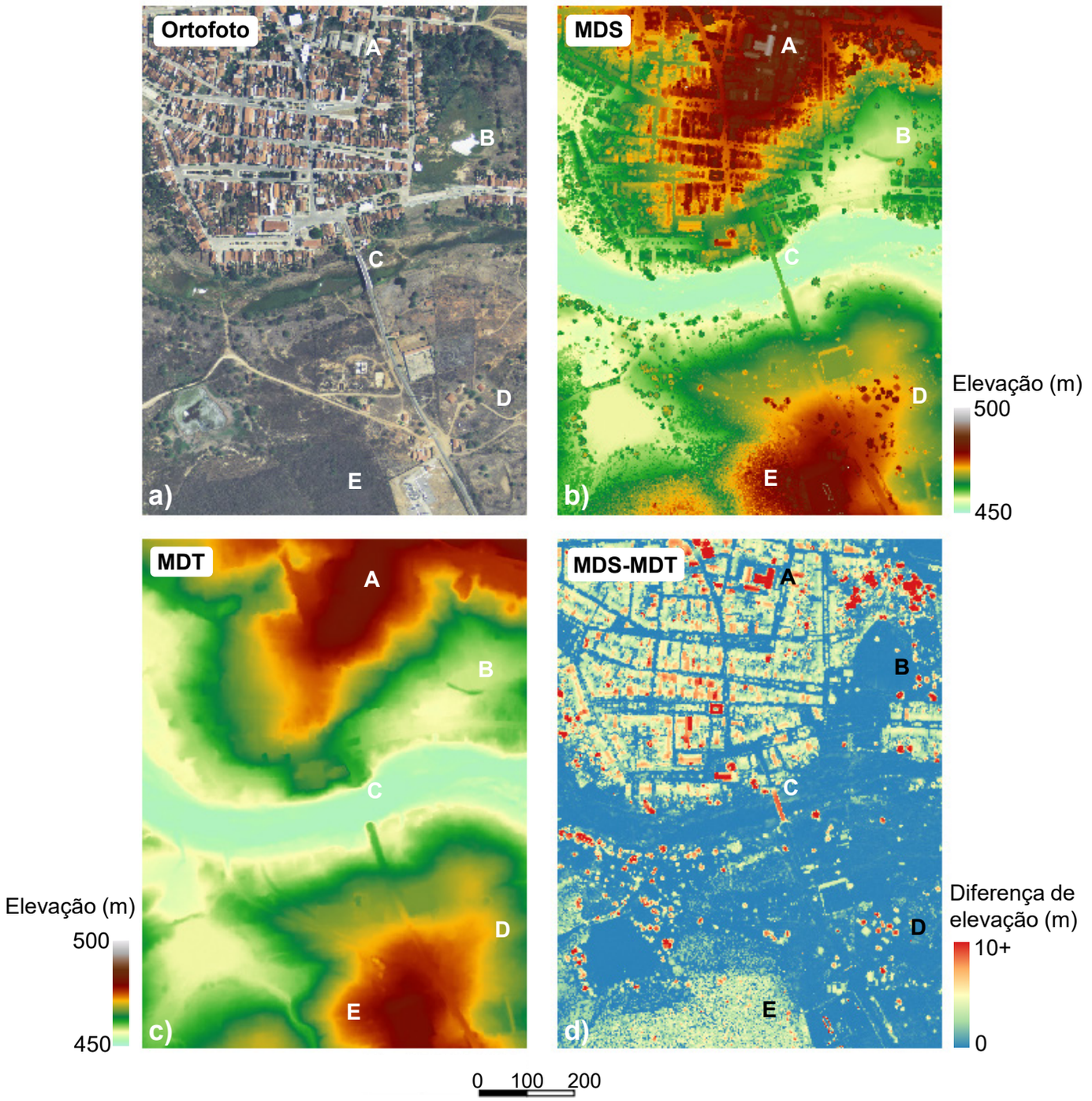


Figura 4.22 - Dados do projeto Pernambuco Tridimensional (PE3D) na região do município de Flores: a) Ortofoto; b) Modelo Digital de Superfície (MDS); c) Modelo Digital do Terreno (MDT); d) Raster das diferenças entre MDS e MDT; A, B, C, D, E indicam pontos notáveis para comparação entre as imagens.

Em alguns casos, o MDT pode ser degradado para uma resolução espacial mais grosseira, como 5 m ou 10 m, a fim de tornar viável a manipulação de tamanha quantidade de dados. Para uma área de 1000 km², na resolução espacial de 5 m o MDT seria composto por 40 milhões de pixels, ou seja, uma redução de 25 vezes relativamente ao 1 bilhão de pixels na resolução de 1 m (Tabela 4.2). Se o MDT dessa área for degradado para a resolução espacial de 10 m, seria uma redução de 100 vezes na quantidade de dados resultante relativamente à resolução de 1 m.

O aumento do tamanho do pixel reduz enormemente as necessidades de processamento e armazenamento computacional dos dados. Dependendo do propósito do estudo e das características da área, essa degradação pode não representar perda significativa da qualidade da informação. Mas isso deve ser avaliado a cada caso, a depender do propósito do estudo, das características da área, dentre outros fatores.

Tabela 4.2 - Dimensões de um MDT necessárias para representar uma área de estudo com 1.000 km² considerando diferentes resoluções espaciais (por simplificação, a área é tomada com geometria quadrangular).

Área de estudo (km²)	Resolução espacial do MDT	Quantidade de linhas	Quantidade de colunas	Quantidade total de pixels
1.000	1	31.622	31.622	1.000.000.000
	2	15.811	15.811	250.000.000
	5	6.325	6.325	40.000.000
	10	3.162	3.162	10.000.000
	30	1.054	1.054	1.111.111
	90	351	351	123.457

Capítulo 5

Caracterização básica do relevo

Neste capítulo, são apresentados formas e métodos de caracterizar o relevo de uma região a partir da interpretação e processamento de dados topográficos no formato de um MDE. Trata-se de uma análise preliminar, porém essencial para diversos estudos na área ambiental, que antecedem formas mais rebuscadas como a derivação de redes de drenagem ou de índices topográficos específicos.

Inicialmente, discute-se em que consiste a análise tipo estatística descritiva do MDE, a geração de curvas de nível e de classes hipsométricas, com avaliação de histograma de frequências das elevações e elaboração da curva hipsométrica para uma bacia hidrográfica.

Em seguida, aborda-se a preparação e interpretação de perfis topográficos transversais e, em particular, de seções transversais de rios e planícies de inundação. Na última parte do capítulo, são apresentadas as formas de obtenção e de análise de atributos derivados diretamente do MDE: declividades da superfície, aspecto, sombreamento e curvatura.

Em cada item, são apresentados aspectos conceituais e comentadas formas de geração das análises, com apresentação de resultados e exemplificação de como interpretá-los.

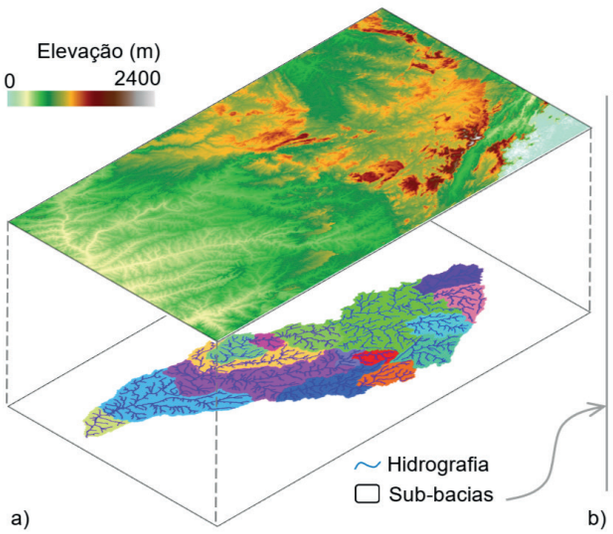
5.1 Estatística descritiva

Uma das análises mais básicas do relevo a partir do processamento de um Modelo Digital de Elevação consiste em gerar estatísticas descritivas. O procedimento é simples como para qualquer outro raster e segue como descrito no Capítulo 3. Como o MDE representa a topografia da região, a análise estatística desse raster significa uma análise estatística da topografia da área.

No caso do MDE, as medidas de tendência central são as mais comuns de serem usadas, com destaque para a obtenção dos valores máximo, mínimo e médio de elevação. A partir do máximo e do mínimo, tem-se também a amplitude, que, no caso do MDE de uma bacia hidrográfica, é referida como amplitude altimétrica. Em outras palavras, esse parâmetro representa a diferença de elevação entre o ponto mais alto e o mais baixo da bacia. A altitude altimétrica é do interesse da hidrologia por estar relacionada com a máxima energia potencial da água sobre a superfície da bacia hidrográfica, com a velocidade do escoamento e também com processos erosivos (Collischonn e Dornelles, 2013).

Na Figura 5.1, exemplifica-se a obtenção de medidas de tendência central para sub-bacias da bacia hidrográfica do Rio Grande (Minas Gerais e São Paulo), a partir de dados do SRTM 90 degradados para a resolução espacial de 250 m. As estatísticas de cada bacia são geradas considerando apenas os pixels do MDE situados internamente a cada subdivisão.

Observa-se, em geral, que as sub-bacias na parte mais baixa da bacia do Rio Grande tem menor amplitude altimétrica (exemplo: Água Vermelha, com 416 m) e, portanto, estão sujeitas a menores velocidades do escoamento superficial e menores taxas de erosão. As sub-bacias de cabeceira tem amplitudes altimétricas mais elevadas (exemplo: Camargos, com 1752 m de amplitude altimétrica).



Sub-bacia	Área (km²)	Elev. mínima (m)	Elev. máxima (m)	Elev. média (m)	Amplitude altimétrica (m)	Desvio padrão (m)
Jusante	5.486	301	552	420,6	251	48,1
Água Vermelha	21.484	352	768	500,0	416	59,3
Porto Colômbia	11.510	406	1.273	602,2	867	112,4
Marimbondo	19.689	448	1.284	733,6	836	164,3
Volta Grande	5.743	476	1.179	705,4	703	156,6
P. Guatapara	9.494	505	1.667	690,1	1.162	134,8
Jaguara	2.148	519	1.283	886,5	764	175,5
Pádua Sales	4.965	578	1.669	945,3	1.091	253,4
Peixoto	7.566	630	1.470	901,7	840	177,6
Limoeiro	1.875	569	1.556	945,7	987	173,4
Caconde	2.568	855	1.791	1.182,6	936	151,1
Furnas	25.819	686	1.768	918,4	1.082	119,0
Caruaçu	7.376	800	2.292	1.108,3	1.492	272,3
P. dos Buenos	6.331	785	2.724	1.059.0	1.939	239,6
Ibituruna	6.054	846	1.370	1.042,3	524	81,9
Camargos	6.322	870	2.622	1.128,9	1.752	210,5

Figura 5.1 - a) Modelo Digital de Elevação derivado dos dados do SRTM 90 degradados para a resolução espacial de 250 m para a região da bacia hidrográfica do Rio Grande (entre Minas Gerais e São Paulo) e subdivisão dessa bacia em 16 sub-bacias; b) Listagem das sub-bacias com parâmetros da estatística descritiva extraídos do MDE.

5.2 Curvas de nível

A representação topográfica sob a forma de curvas de nível constitui um conceito simples e tradicional em estudos hidrológicos, que é a representação por isolinhas de mesma elevação do terreno. É uma forma prática de compreender a variação topográfica em si da região e é muito útil, em particular, para projetos de irrigação, estudos hidrossedimentológicos, terraceamento e obras de engenharia civil. É possível obter as curvas de nível a partir de um MDE, via operação disponível na maioria dos softwares de SIG.

Usualmente, as curvas de nível são geradas e trabalhadas para valores de elevação igualmente espaçados (equidistantes) entre si (Δz). Por exemplo, curvas a cada 5 m ou a cada 10 m, quando se trata de uma área relativamente pequena, ou a cada 100 m ou 200 m, para áreas de maior abrangência espacial e maior amplitude topográfica.

A representação na forma de isolinhas pode ser interpretada para compreender as áreas de relevo mais ou menos acentuado. Como a diferença de elevação é constante entre curvas consecutivas, o maior espaçamento no plano entre o traçado das curvas indica áreas de menor variação topográfica. Isso ocorre porque o mesmo desnível Δz é alcançado com maiores distâncias horizontais, como na parte à direita da região ilustrada na Figura 5.2. Áreas de relevo mais acentuado,

como a parte esquerda da região mostrada na referida figura, apresentam maior proximidade entre curvas consecutivas. Nesse caso, o mesmo desnível Δz de 5 m é vencido em distâncias horizontais bem mais curtas do que aquelas da parte direita da região.

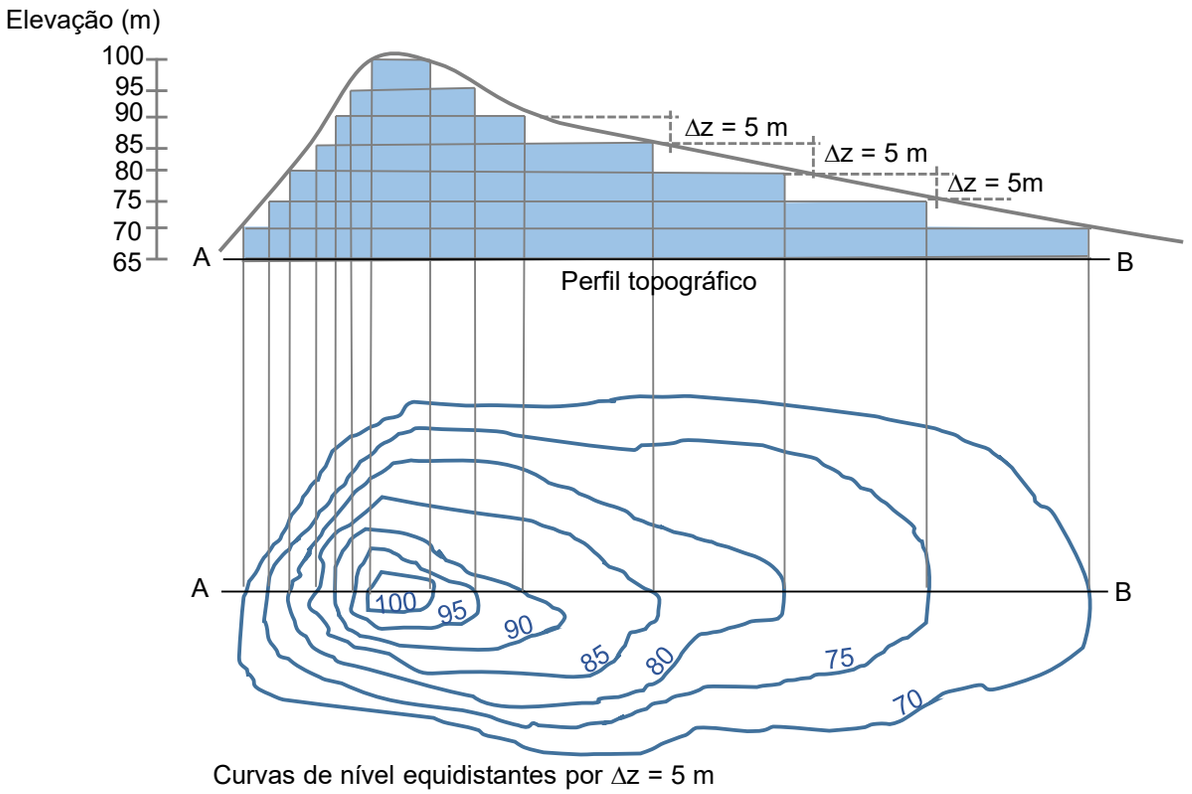


Figura 5.2 - Curvas de nível com mesma diferença de elevação entre si (Δz = 5 m) para uma região hipotética, cuja face à esquerda tem relevo bem mais acentuado do que a parte à direita, como ilustrado no perfil topográfico ao longo do transecto A-B.

A Figura 5.3 exemplifica um MDE de parte da bacia do médio rio São Francisco, no norte de Minas Gerais, e as curvas de nível obtidas a partir dele, no caso, com espaçamento vertical a cada 50 m. Cada uma das curvas de nível representa a contiguidade do terreno que tem a elevação indicada pelo valor mostrado na simbologia. São exibidas curvas referentes às elevações 450 até 800 m, de 50 em 50 m.

A comparação visual entre MDE e curvas de nível possibilita compreender melhor a representatividade dessas curvas. Percebem-se áreas com curvas de nível bem próximas entre si, no plano, e outras áreas com vazios maiores, devido ao maior distanciamento entre as curvas. No primeiro caso, a proximidade entre curvas indica um maior gradiente topográfico, pois com menores distâncias se passa de uma curva para a seguinte. Se há maior separação entre curvas, isso indica áreas mais planas, de relativa pouca variação topográfica, como ilustrado na Figura 5.4, que mostra a visão 3D de parte desse MDE da Figura 5.3 com as curvas de nível sobrepostas.

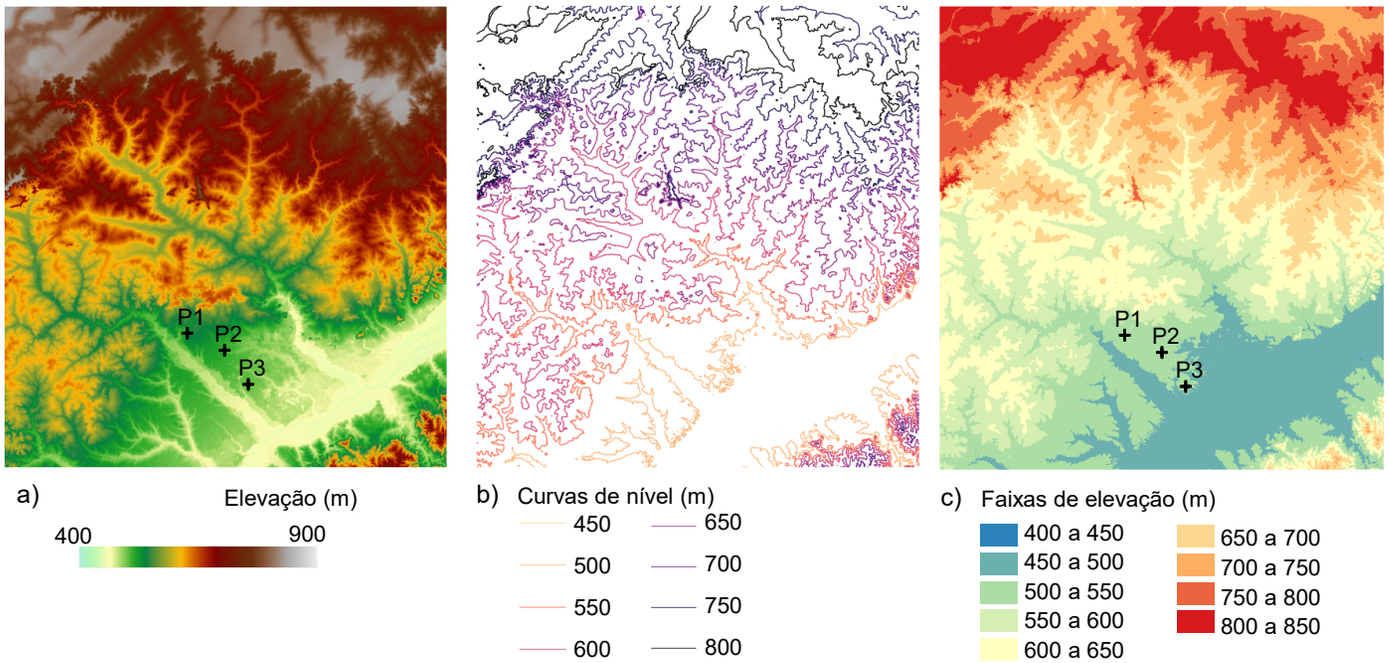


Figura 5.3 - a) Modelo Digital de Elevação de parte da bacia do médio rio São Francisco, no norte de Minas Gerais, a partir de dados SRTM 90m; b) Curvas de nível correspondentes derivadas do MDE, espaçadas a cada 50 m de elevação; c) Classificação em faixas de elevação de 50 em 50 m; pontos P1, P2 e P3 tem elevações 542, 518 e 503 m, respectivamente, todos pertencentes à faixa de 500 a 550 m.

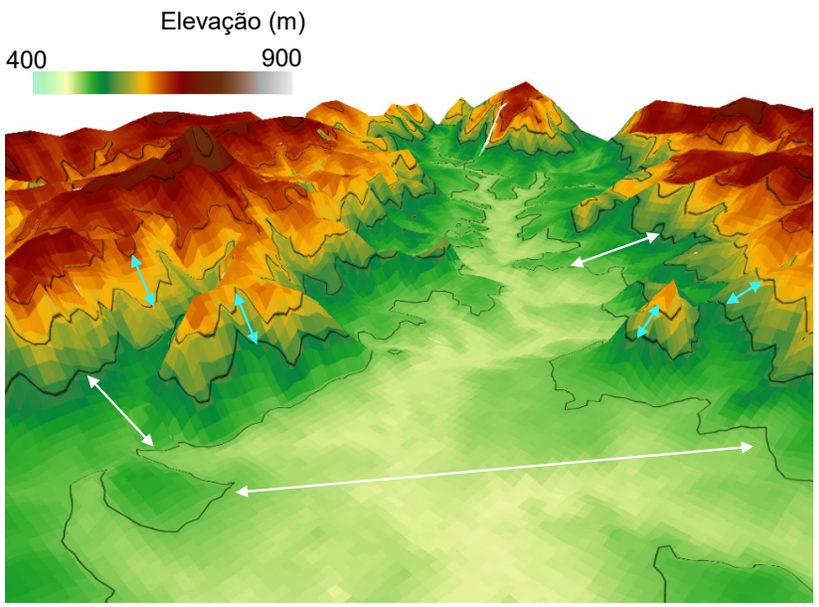


Figura 5.4 - Visualização 3D de um MDE da parte média da bacia do Rio São Francisco (norte de Minas Gerais), com superposição de curvas de nível (contornos em cor preta) de espaçamento 50 m: setas brancas indicam áreas com relevo mais plano, cuja distância no plano entre curvas de nível é maior; setas azuis indicam áreas de relevo mais íngreme, com curvas de nível mais próximas entre si.

5.3 Classificação do terreno

O procedimento de reclassificação descrito no Capítulo 3, aplicável a um raster qualquer, é também muito empregado para analisar e caracterizar a topografia de uma região a partir do MDE. Considerando regras que estabelecem as faixas de elevação pretendidas pelo usuário, faz-se a segmentação do MDE. É comum a adoção de faixas de elevação em intervalos regulares, como a cada 50 ou 100 m, por exemplo. O raster resultante desse procedimento é usualmente denominado de mapa hipsométrico.

Por praticidade, alguns softwares de SIG permitem automatizar esse fatiamento regular do MDE, bastando ao usuário informar o espaçamento desejado entre faixas ou a quantidade de faixas, além dos limites inferior e superior de análise das faixas. Imagine, por exemplo, reclassificar em faixas de 50 em 50 m um MDE cuja variação topográfica é de 0 a 2000 m. Isso implica em 40 faixas, sendo interessante a automatização dos limites das faixas para reduzir o esforço e as chances de erro com a digitação manual de cada uma delas.

Importante ressaltar que o resultado da reclassificação de um MDE em faixas de elevação não é outro MDE, a rigor. O resultado é um raster cujo atributo não é mais a elevação do terreno e, sim, a classe de faixa de elevação, que é um atributo qualitativo. Por exemplo, pixels com elevação entre 300 e 350 m passaram a ser da classe 5 no exemplo anterior. No MDE, o atributo é a elevação propriamente, como por exemplo um pixel com elevação 338 m. No raster do MDE reclassificado, esse pixel tem atributo 5, que não é a elevação, mas apenas um rótulo indicador de qual faixa de elevação ele se encontra.

Recomenda-se que as classes sejam estabelecidas na ordem da menor para a maior faixa de elevação. O número da classe permanece como atributo qualitativo, já que a classe 4 não necessariamente representa o dobro da faixa de elevação representada pela classe 2, por exemplo. Porém, esse ordenamento das classes em função das faixas de elevação traz dois benefícios: facilita a operação em si de reclassificação, evitando erros de omissão ou interseção causado pelas regras da reclassificação; e possibilita melhor interpretação visual dos padrões espaciais da topografia, já que uma simbologia com gradiente de cores pode ser usada para representar esse raster do MDE reclassificado.

Na Figura 5.3, já comentada anteriormente, é apresentado um MDE de parte do trecho médio da bacia hidrográfica do rio São Francisco, com a correspondente reclassificação em faixas de 50 em 50 m de elevação. Como esperado, o raster obtido com a reclassificação reproduz os padrões principais de variação topográfica espacialmente, mas obviamente se reduz o detalhamento dessa variação presente no MDE. Isso ocorre porque a informação de elevação que era contínua no MDE passou a ser discretizada a cada 50 m nesse raster reclassificado.

Por exemplo, todos os pixels do MDE que tem elevação entre 500 e 550 m, como os pontos P1 (542 m), P2 (518 m) e P3 (502 m) indicados na Figura 5.3-c, são relativamente próximos entre si em termos de atributo e da simbologia usada para o MDE, mas são distintos e percebe-se visualmente no MDE a variação. Com a reclassificação, no raster resultante esses pixels têm idêntico atributo, que é a classe de número 3 (faixa de 500 a 550 m). Porém, é dessa forma, em faixas de elevação, que se precisa ter a caracterização topográfica para alguns estudos.

Uma das vantagens da reclassificação de um MDE em faixas de elevação é a quantificação das áreas ocupadas por cada faixa, via procedimento como descrito no Capítulo 3. Essa análise é a base para a geração de histograma de frequência e elaboração de curva hipsométrica a partir do MDE, como é detalhado no item a seguir. Para o MDE em si, que representa variação contínua de elevação, não é recomendado o cálculo de área ocupada por cada atributo, já que há uma variação contínua de valores – e se o atributo for com valores decimais, então esse cálculo não faz sentido.

5.4 Histograma de frequências das elevações

Com o estabelecimento de faixas de elevação e a quantificação da ocorrência de pixels em cada faixa, pode-se elaborar o histograma de frequência de um MDE. Esse procedimento é análogo à obtenção de um histograma para qualquer raster, como descrito no Capítulo 3. Como ilustrado na Figura 5.5-a para o caso da bacia hidrográfica do rio São Francisco, a partir do histograma de frequência do MDE pode-se inferir, por exemplo, que cerca de 22% da bacia tem elevação entre 400 e 450 m, ou que apenas 5% têm elevação entre 900 e 1000 m.

Além do histograma de frequência, pode-se trabalhar com a frequência acumulada de ocorrência, como ilustrado para o exemplo da Figura 5.5-a. Na curva acumulada de frequência, cada ponto indica o percentual da área da bacia que tem elevação de até o valor correspondente. Por exemplo, cerca de 30% da bacia do rio São Francisco tem elevações de até 500 m.

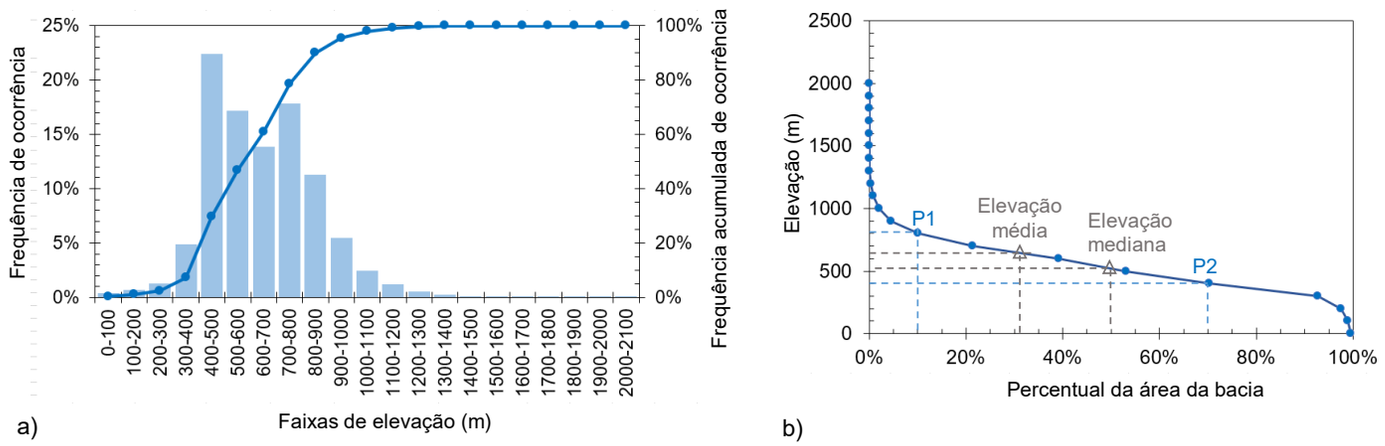


Figura 5.5 - a) Histograma de frequência de faixas de elevação da bacia hidrográfica do Rio São Francisco, derivado do MDE do SRTM 90; b) Curva hipsométrica da bacia do Rio São Francisco, obtida do processamento do MDE do SRTM 90: ponto P1 indica que cerca de 15% da bacia tem elevação acima de 800 m; ponto P2 indica que em torno de 70% da bacia tem elevação acima de 400 m; triângulos indicam pontos correspondentes à elevação média e à elevação mediana.

5.5 Curva hipsométrica

5.5.1 Conceito e interpretação

A forma mais comum de descrever o relevo via análise da distribuição de áreas de uma região em função das elevações é com a construção da curva hipsométrica. Essencialmente, a curva hipsométrica é um gráfico que mostra a proporção de área da região acima (ou abaixo) de diferentes níveis de elevação.

Na curva da Figura 5.5-b, por exemplo, o ponto P1 indica que em torno de 10% da bacia do rio São Francisco a elevação é acima de 800 m, enquanto o ponto P2 ilustra que cerca de 70% da bacia está em elevação acima de 400 m. O

MDE dessa bacia e o mapeamento das áreas que correspondem aos 10% acima de 800 m (ponto P1 da curva hipsométrica) e aos 70% acima de 400 m (ponto P2) são destacados na Figura 5.6. Esse mapeamento foi obtido pela reclassificação do MDE, mas considerando apenas duas classes, conforme a legenda.

Na curva hipsométrica, pode-se identificar diretamente o ponto correspondente à elevação mediana, que indica 50% da área com elevação acima e 50% com elevação abaixo desse valor. Para o exemplo da Figura 5.5, a elevação mediana é em torno de 520 m. Para comparação, a elevação média obtida para a bacia do rio São Francisco, considerando o mesmo MDE em questão no exemplo, é de 640 m, que corresponde ao percentual de cerca de 31% - ponto também indicado na referida curva hipsométrica.

A forma da curva hipsométrica está relacionada ao estágio de desenvolvimento geomorfológico da bacia hidrográfica (Strahler, 1957). Se a curva tem formato convexo predominante, a região é tida como de desenvolvimento mais recente e com maior potencial erosivo do que a região cuja curva é em formato côncavo, considerada mais antiga. Curva em formato assemelhado a um S indica um estágio geológico de maturidade para a região, intermediário aos outros dois estágios.

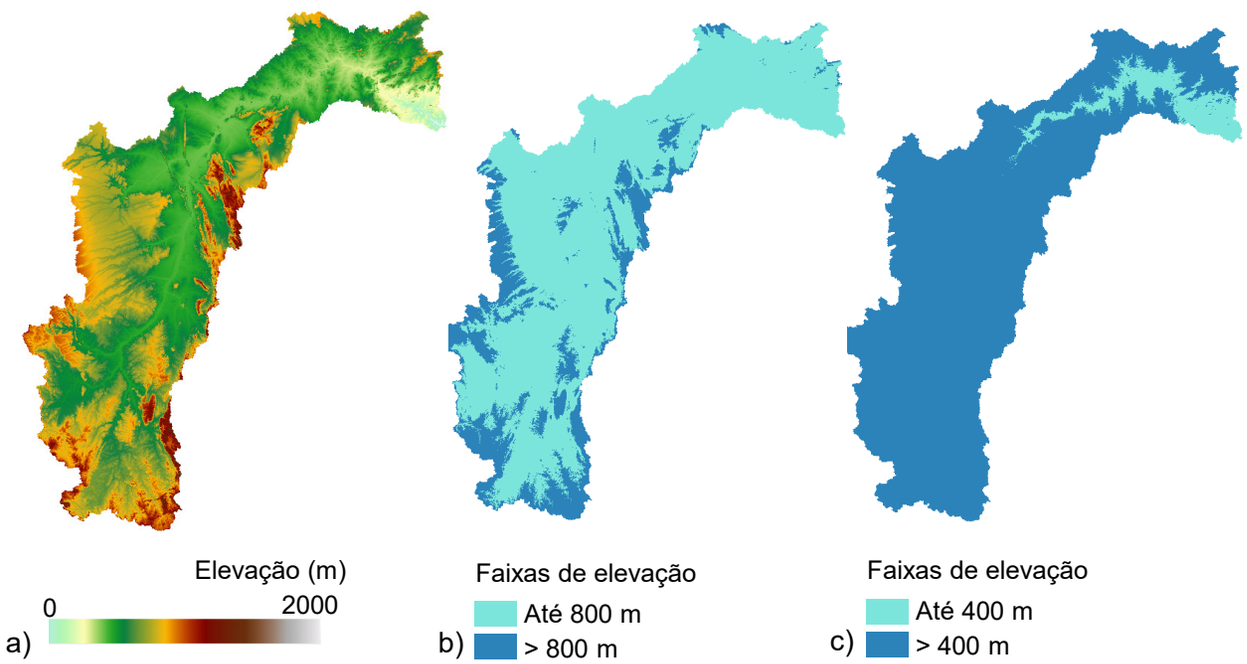


Figura 5.6 - a) Modelo Digital de Elevação da bacia hidrográfica do Rio São Francisco, a partir de dados do SRTM 90; b) Reclassificação do MDE para classes de elevação de até 800 m e acima de 800 m; c) Reclassificação do MDE para classes de elevação de até 400 m e acima de 400 m.

5.5.2 Elaboração a partir do MDE

A curva hipsométrica pode ser elaborada por uma sequência de procedimentos de reclassificação e levantamento de área:

i) Para cada valor de elevação, faz-se a reclassificação para delimitar a porção do MDE acima desse valor (áreas com elevação acima recebem atributo 1, enquanto demais áreas ficam com atributo zero);

ii) Em seguida, quantifica-se a área dessa região com atributo 1 e a transforma para valor relativo percentual, em função do total da área;

iii) Repetem-se as operações i e ii sequencialmente para elevações igualmente espaçadas (por exemplo, a cada 50 m).

iv) O conjunto de pontos formados pelos pares de elevação (eixo x) e percentual de área correspondente (eixo y) dispostos na forma de um gráfico constitui a curva hipsométrica.

Alternativamente, pode-se elaborar a curva hipsométrica apenas como um passo adicional a partir dos dados já obtidos para elaborar o histograma do MDE. Como viu-se em itens anteriores deste capítulo, a partir dos dados do histograma de um raster pode-se obter a frequência acumulada e o percentual da área cumulativamente ao longo das classes. Para a curva hipsométrica, o percentual da área com elevação acima de cada classe do histograma pode ser deduzido como o complemento percentual desse valor acumulado.

Por exemplo, na Tabela 5.1 tem-se o histograma elaborado para o MDE da bacia do rio São Francisco, em classes a cada 100 m. Para a faixa de número 3, com elevações de 200 a 300 m, tem-se 1,3% da bacia (5ª coluna), e 2,4% da bacia considerando de forma acumulada desde a primeira faixa (7ª coluna). O ponto correspondente da curva hipsométrica é de 97,6% (8ª coluna), que é o complemento de 2,4% para alcançar 100%. Isso significa que 97,6% da bacia tem elevações acima dessa classe de número 3, ou seja, acima de 300 m. Na prática, para elaborar a curva hipsométrica, costuma-se adotar para o eixo das abscissas valores médios das faixas (média entre limite inferior e superior; 9ª coluna), tornando mais compreensível a leitura do gráfico.

Além dessas abordagens de elaboração da curva hipsométrica, alguns softwares disponibilizam comandos específicos para automaticamente gerar tal curva, dado um MDE como entrada. Seja usando um comando específico ou via as abordagens descritas, uma atenção deve ser dispensada para diferenciar se a curva hipsométrica desejada é a do MDE inteiro (todo o raster), ou se é correspondente a uma determinada região, como uma bacia hidrográfica, um município ou uma fazenda, por exemplo.

No primeiro caso, quando se quer construir a curva hipsométrica para a imagem inteira, as operações de reclassificação e quantificação de área são realizadas normalmente, sem nenhuma condição adicional, e os cálculos percentuais são relativos ao tamanho total do raster.

No segundo caso, contudo, deve-se atentar para não incluir na quantificação de áreas as regiões externas àquela de interesse (de fora da bacia hidrográfica, por exemplo), e os percentuais são calculados relativamente ao total da área de estudo (área da bacia ou do município, por exemplo).

Quando do uso de um comando específico para determinar a curva hipsométrica em um software, em geral é possível informar como dado de entrada adicional um arquivo vetorial ou raster que define a área de interesse para elaboração da curva hipsométrica. Pode variar entre softwares, mas o mais comum é que, no caso de um raster, esse arquivo deve ser constituído por pixels de valor zero ou inválidos fora da área de interesse e pixels com atributo 1 internamente a essa área, para a qual é elaborada a curva hipsométrica.

Tabela 5.1 - Histograma de frequência de elevações e curva hipsométrica para a bacia do Rio São Francisco, derivadas do MDE proveniente dos dados do SRTM 90.

Faixa de elevação			Quantidade de pixels da bacia na faixa de elevação	Fração da bacia na faixa de elevação (%)	Quantidade acumulada de pixels até a faixa de elevação	Fração acumulada da bacia até a faixa de elevação (%)	Fração da bacia com elevação acima da faixa (%)	Elevação média da faixa (m)	Elevação relativa (-)
Número	Limite inferior (m)	Limite superior (m)							
1	0	100	289.180	0,4%	289.180	0,4%	99,6%	50	0,02
2	100	200	561.433	0,7%	850.613	1,1%	98,9%	150	0,07
3	200	300	1.013.177	1,3%	1.863.790	2,4%	97,6%	250	0,12
4	300	400	3.780.023	4,9%	5.643.813	7,3%	92,7%	350	0,17
5	400	500	17.240.999	22,4%	22.884.812	29,7%	70,3%	450	0,21
6	500	600	13.258.677	17,2%	36.143.489	46,9%	53,1%	550	0,26
7	600	700	10.712.868	13,9%	46.856.357	60,8%	39,2%	650	0,31
8	700	800	13.761.398	17,9%	60.617.755	78,6%	21,4%	750	0,36
9	800	900	8.707.886	11,3%	69.325.641	89,9%	10,1%	850	0,40
10	900	1.000	4.251.696	5,5%	73.577.337	95,5%	4,5%	950	0,45
11	1.000	1.100	1.905.772	2,5%	75.483.109	97,9%	2,1%	1.050	0,50
12	1.100	1.200	935.994	1,2%	76.419.103	99,1%	0,9%	1.150	0,55
13	1.200	1.300	413.188	0,5%	76.832.291	99,7%	0,3%	1.250	0,60
14	1.300	1.400	177.488	0,2%	77.009.779	99,9%	0,1%	1.350	0,64
15	1.400	1.500	52.695	0,1%	77.062.474	100,0%	0,0%	1.450	0,69
16	1.500	1.600	13.919	0,0%	77.076.393	100,0%	0,0%	1.550	0,74
17	1.600	1.700	4.398	0,0%	77.080.791	100,0%	0,0%	1.650	0,79
18	1.700	1.800	2.233	0,0%	77.083.024	100,0%	0,0%	1.750	0,83
19	1.800	1.900	509	0,0%	77.083.533	100,0%	0,0%	1.850	0,88
20	1.900	2.000	105	0,0%	77.083.638	100,0%	0,0%	1.950	0,93
21	2.000	2.100	11	0,0%	77.083.649	100,0%	0,0%	2.050	0,98

5.5.3 Curva hipsométrica adimensional

A curva hipsométrica pode ser trabalhada também no formato adimensional, com valores relativos variando de 0 a 1. Para isso, faz-se a conversão das elevações das faixas (h) para valores relativos adimensionais (h_{rel}), em função da elevação mínima ($h_{mín}$) e máxima ($h_{máx}$) da área de interesse (Equação 5.1). No eixo y, pode-se manter as frações de área em termos percentuais ou expressar também como fração adimensional (0 a 1).

$$h_{rel} = \frac{h - h_{mín}}{h_{máx} - h_{mín}} \qquad \text{(Eq. 5.1)}$$

A vantagem da curva hipsométrica relativa adimensional é a possiblidade de comparação mais coerente e direta entre curvas de diferentes regiões, o que é dificultado ao trabalhar com valores absolutos. Para exemplificar esse cálculo, as elevações relativas para a bacia do rio São Francisco estão determinadas na Tabela 5.1 (última coluna), considerando um $h_{mín}$ de 0 e um $h_{máx}$ de 2.100 m.

Como exemplo de comparação, na Figura 5.7-a tem-se as curvas hipsométricas com valores absolutos referentes às bacias hidrográficas do rio São Francisco e do rio Grande, localizada entre São Paulo e Minas Gerais. Segundo tais curvas, 30% da bacia do rio São Francisco tem elevações acima de 640 m (ponto P1), enquanto 30% da bacia do rio Grande tem elevações acima de 820 m (ponto P2).

Esse tipo de análise serve para saber comparativamente quem tem partes da bacia em elevações mais altas ou mais baixas, em termos absolutos das elevações. Mas, outro comparativo interessante é obtido com a análise da Figura 5.7-b, com as curvas hipsométricas relativas adimensionais dessas bacias. Nota-se que, nesse caso, a curva da bacia do rio São Francisco está por cima da curva da bacia do rio Grande, ou seja, estão invertidas as posições em relação à Figura 5.7-a.

Por um lado, pela análise das curvas hipsométricas absolutas, a bacia do rio Grande tem elevações absolutas maiores do que para a bacia do rio São Francisco para as mesmas frações da bacia. Por outro lado, as curvas adimensionais indicam que proporcionalmente há maior ocorrência de frações da bacia do rio São Francisco nas maiores elevações da bacia do que para a bacia do rio Grande. Como exemplo, tem-se que uma fração de 0,3 da bacia (30%) do rio São Francisco tem elevações acima de aproximadamente 1/3 (0,33) da elevação máxima (ponto P1 na Figura 5.7-b), enquanto na bacia do rio Grande as elevações são acima de 1/4 (0,25) da elevação máxima para a mesma fração relativa da bacia (ponto P2 na Figura 5.7-b).

Vários atributos adimensionais podem ser derivados da curva hipsométrica adimensional e usados para propósitos de aprofundar a comparação entre bacias hidrográficas. Exemplos de atributos são (Strahler, 1957): integral da curva (área abaixo da curva hipsométrica), declividade da curva no ponto de inflexão, e grau de sinuosidade da curva.

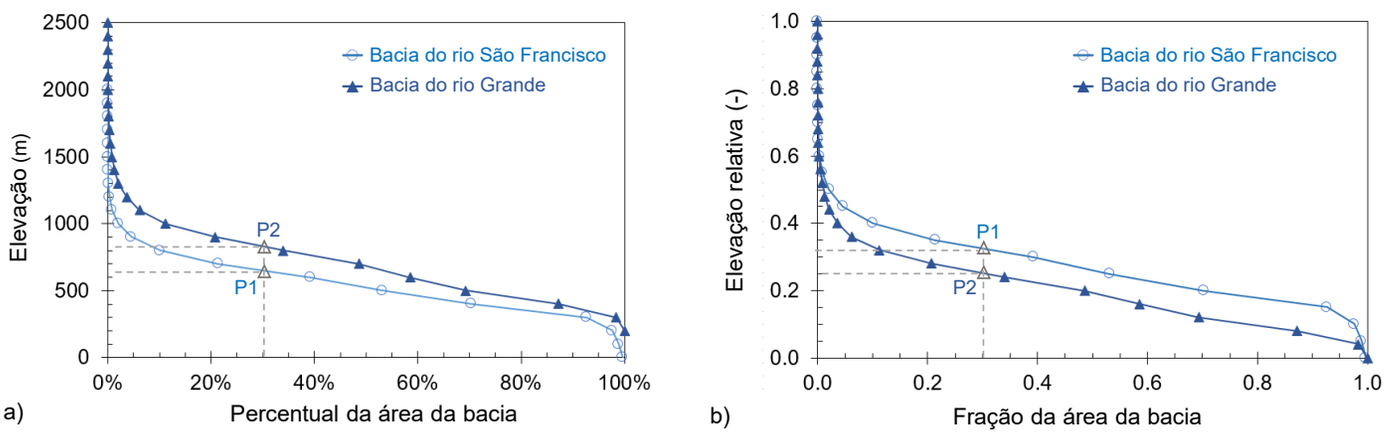


Figura 5.7 - a) Curvas hipsométricas das bacias dos rios São Francisco e do Rio Grande, obtidas do processamento do MDE do SRTM90; b) Curvas hipsométricas das mesmas bacias convertidas para o formato relativo adimensional.

5.6 Perfis topográficos transversais

O perfil topográfico transversal é uma análise da variação topográfica ao longo de um transecto. Como visto no Capítulo 3, pode-se elaborar perfis transversais ao longo do espaço para um raster representativo de qualquer fenômeno ou variável. Mas quando o raster é um MDE, esse perfil é chamado de perfil topográfico. Por exemplo, isso é uma forma comum de análise para transectos alinhados transversalmente a cursos d'água, visando observar a conformação da calha principal do curso d'água e da planície de inundação adjacente. Seja do MDE ou de qualquer outro raster, o procedimento operacional é o mesmo, já descrito no Capítulo 3.

Como exemplo, tem-se dois perfis topográficos transversais da bacia do rio São Francisco mostrados na Figura 5.8, elaborados a partir do MDE do SRTM 90. Pontos notáveis são indicados tanto no MDE quanto nos perfis, para facilitar a compreensão. O transecto P-T tem extensão de cerca de 42 km e corta transversalmente o rio São Francisco, que flui no sentido sul-norte na referida figura, a jusante da hidroelétrica de Três Marias, cujo eixo da barragem se situa próximo ao ponto X. Nesse perfil P-T, a calha principal do rio está situada na imediação do ponto R, a cerca de 26 km do início do perfil (ponto P). No ponto Q, a 16 km de P, há um pico com aumento de elevação relativamente súbito, enquanto no ponto S, a direita da calha principal, há uma região de grande variação topográfica, seguida por uma área mais ou menos como um patamar até o ponto T.

O transecto A-F cruza o lago da referida hidroelétrica, cujo espelho d'água no perfil ocupa o trecho do ponto C ao D, com extensão de mais de 3,3 km e nitidamente plano. A área do lago detectada nos dados do MDE se refere à condição do reservatório no momento da passagem do sensor para aquisição de dados da missão SRTM. No perfil topográfico A-F, outros pontos de destaque pela rápida variação relativa de elevação são indicados pelas letras B e E.

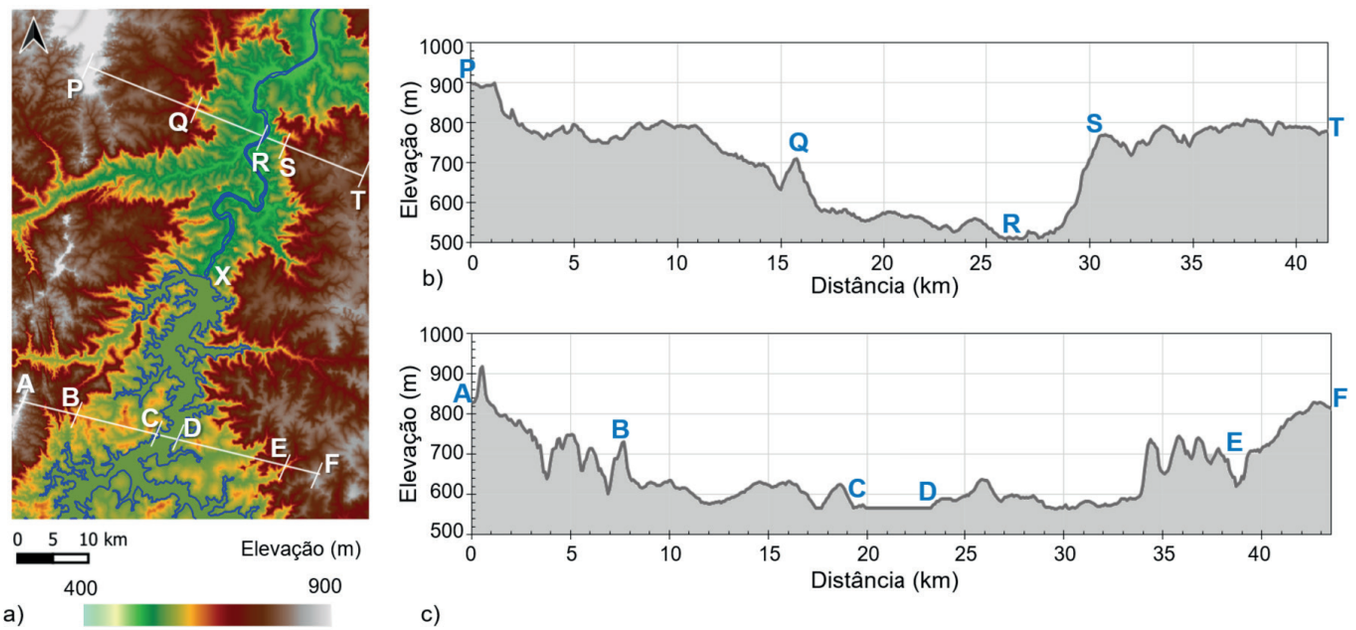


Figura 5.8 - a) Modelo Digital de Elevação de parte da bacia do alto rio São Francisco, em Minas Gerais, elaborado com dados do SRTM 90, mostrando parcialmente o lago do reservatório de Três Marias (eixo da barragem próximo ao ponto X); margens do reservatório e do rio a jusante da barragem são indicadas em contorno azul, tendo sido digitalizadas de imagens Landsat 7 ETM+ adquiridas em 07/08/2001; b), c) Perfis topográficos ao longo dos transectos P-T e A-F, respectivamente, com indicação de pontos de referência intermediários.

Outro exemplo de perfil topográfico é mostrado na Figura 5.9. Para uma área do município de Santa Maria da Boa Vista, em Pernambuco, tem-se a ortofoto, o MDT e o MDS gerados de levantamento LiDAR no âmbito do projeto PE3D (Cirilo et al., 2015; Cirilo et al., 2014). A variação topográfica ao longo do transecto A-F representada no perfil topográfico ilustra claramente a diferença entre MDS e MDT e a qualidade dos dados desse referido projeto. No entorno do ponto B, por exemplo, tem-se árvores de grande porte, com altura superior a 15 m. No MDS, o topo dessas árvores está representado no perfil topográfico, enquanto no MDT é apenas o terreno abaixo delas. Na área indicada por C, o solo estava praticamente sem vegetação no momento da aquisição dos dados LiDAR e, dessa forma, o perfil topográfico do MDS e do MDT são quase idênticos. Uma edificação com quase 4 m de altura situada onde indicado com a letra E está também claramente representada no MDS, enquanto no MDT esse artefato não existe.

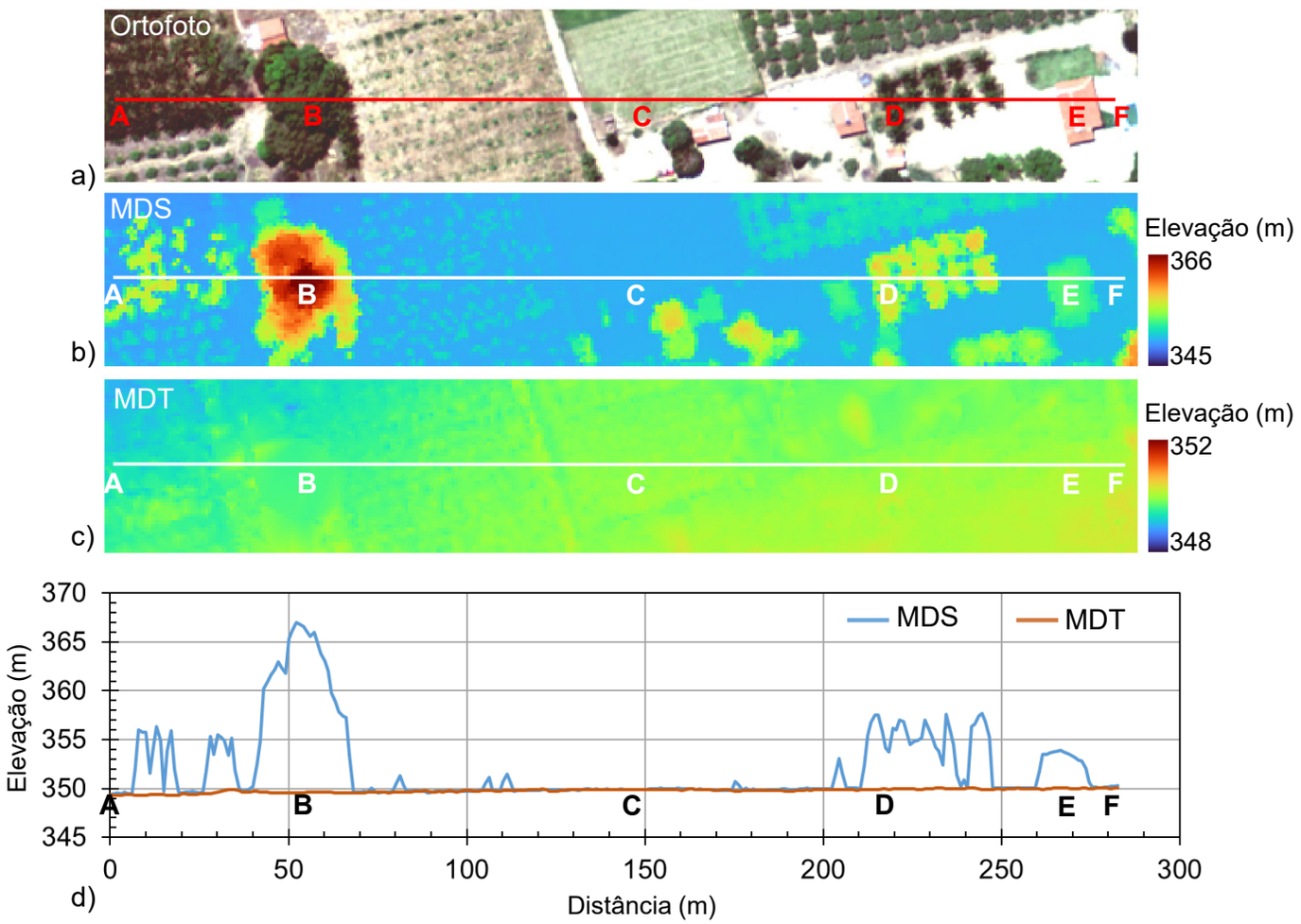


Figura 5.9 - a) Ortofoto do projeto PE3D de uma parte do município de Santa Maria da Boa Vista; b), c) MDS e MDT obtidos de dados LiDAR do projeto PE3D; d) Perfil topográfico transversal ao longo do transecto A-F considerando MDS e MDT.

5.7 Seções transversais de rios com planícies de inundação

A simulação da propagação do escoamento ao longo de um rio é uma etapa necessária para diversos estudos, como a estimativa de risco de inundação, estimativa de transporte de sedimentos, concepção e operação de sistemas de previsão e alerta, quantificação de habitats aquáticos, estimativa de efeito de reservatórios sobre o regime de vazões, avaliação de disponibilidade hídrica e impacto de mudanças climáticas. Um dos principais dados necessários para esse tipo de simulação é o conjunto de seções transversais ao longo do rio. Essas seções devem abranger tanto a calha principal do rio, por onde passa o escoamento na maior parte do tempo, principalmente durante os períodos de estiagem, quanto as áreas de planície de inundação.

A partir de um MDE, pode-se extrair seções transversais da calha de um rio e da planície de inundação adjacente. O procedimento operacional geral é aquele descrito na extração de perfis topográficos transversais, até porque a seção transversal é um perfil topográfico transversal. Dado um vetor do tipo linha que indica o traçado da seção transversal a ser elaborada, percorre-se tal linha quantificando a distância percorrida e as elevações obtidas do MDE.

5.7.1 Dificuldades e limitações para seções transversais extraídas de MDE

A capacidade de representar a seção transversal propriamente do canal principal do rio a partir de um perfil transversal derivado do MDE é, em geral, muito limitada, por três motivos principais. O primeiro é a relação entre a largura dessa calha e a resolução espacial do MDE. Rios com calhas relativamente estreitas, como 20 m, por exemplo, não podem ter seção transversal caracterizada a partir de dados obtidos com pixels de um MDE de 30 m. Como resultado, a seção transversal extraída não tem representação da calha principal, apenas das características principais da planície de inundação (Figura 5.10). Idealmente, são necessários vários pontos da grade do MDE com informações de elevação ao longo da largura da calha do rio. Ou seja, idealmente a largura do rio deveria ser muitas vezes superior ao tamanho do pixel.

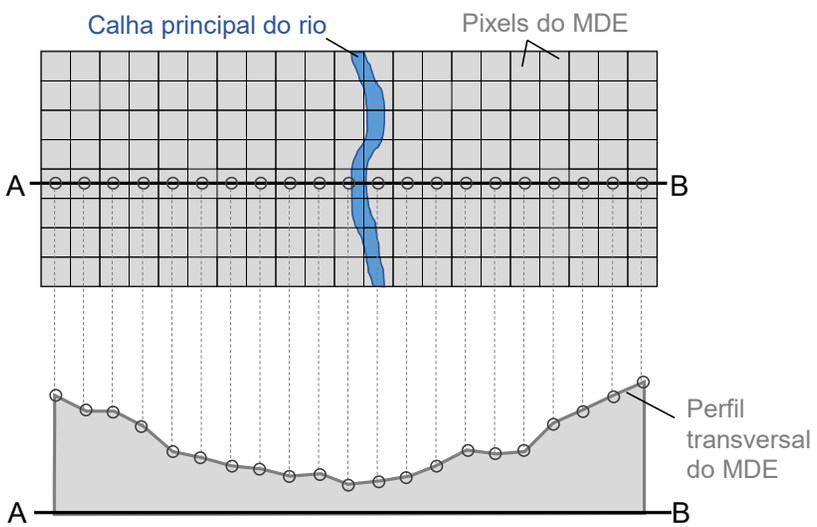


Figura 5.10 - Perfil transversal elaborado a partir do MDE, que consegue caracterizar a seção transversal da planície de inundação mas não consegue representar a seção transversal da calha de rio muito estreito relativamente ao tamanho dos pixels do MDE.

O segundo motivo é que o MDE costuma ser composto por dados que não representam a batimetria do rio, ou seja, a variação topográfica do fundo do rio, abaixo da linha d'água. MDEs obtidos por sensoriamento remoto orbital, via de regra, apresentam essa limitação, como visto no Capítulo 5. Se o MDE usado para extrair seções transversais é desse tipo, cada seção vai aparentar como a indicada na Figura 5.11-a. Na parte da calha principal do rio, as elevações se referem aproximadamente ao nível da água no momento da aquisição dos dados, ao invés de representar a variação topográfica abaixo desse nível (Figura 5.11-b). Se se trata de um rio intermitente e o leito estava seco no momento da aquisição dos dados do MDE, a seção transversal derivada desse MDE pode representar o fundo da calha seca do rio.

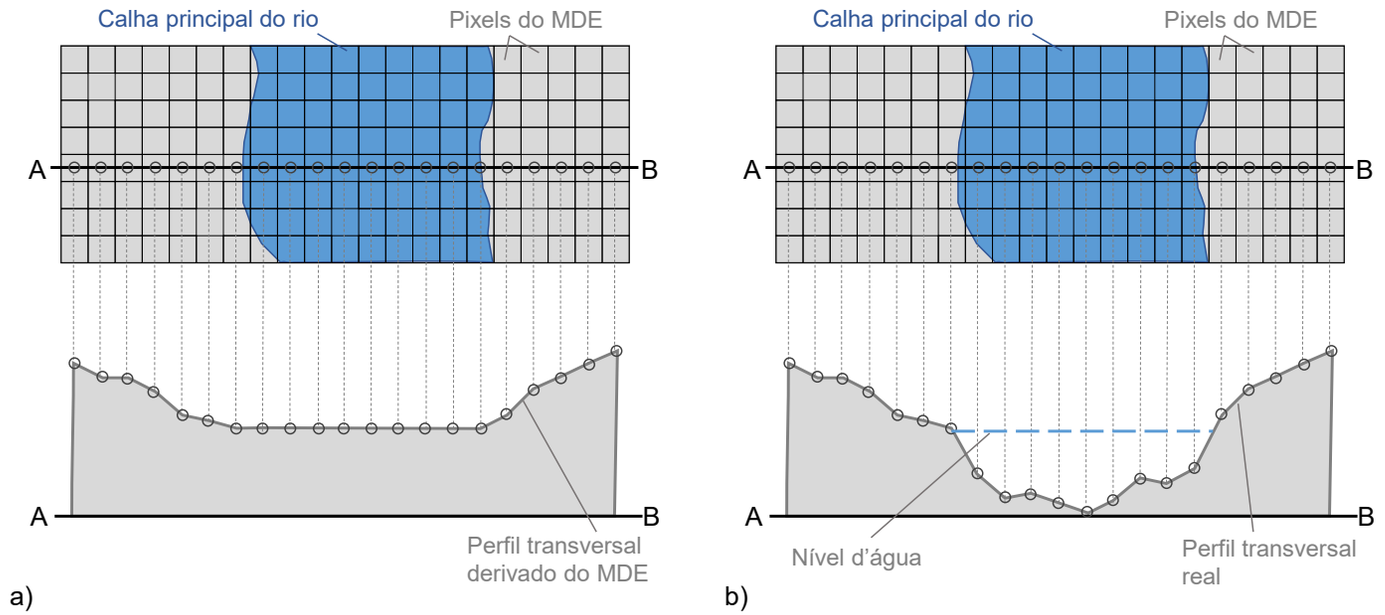


Figura 5.11 - a) Perfil transversal elaborado a partir de um MDE para representar a seção transversal de um rio, mas com elevações ao longo da calha principal que se referem aproximadamente ao nível da água no momento da coleta dos dados do MDE, ao invés de representar a topografia abaixo do nível da água como em b).

O terceiro principal motivo que dificulta caracterizar adequadamente a seção transversal de um rio a partir dos dados de um MDE é o efeito da cobertura vegetal sobre as elevações do MDE. Como visto no Capítulo 4, MDEs globais disponíveis e obtidos por sensoriamento remoto orbital usualmente apresentam essa influência. Isso ocorre pela incapacidade das ondas eletromagnéticas usadas na aquisição dos dados de penetrar ao longo do dossel da vegetação e efetivamente resultar em elevações do terreno propriamente dito. Por isso esses MDEs são referidos por Modelo Digital de Superfície e não por Modelo Digital de Terreno.

Nas margens de rios, há grande chance de haver vegetação de relativo grande porte e densidade, fazendo com que um perfil transversal extraído de um MDE que seja do tipo MDS tenha o aspecto ilustrado na Figura 5.12. Nessa situação esquemática, o efeito da vegetação ripária contribui para que, no perfil transversal extraído do MDE, não conste nem ao menos um ponto de elevação mais rebaixada frente aos demais, que caracterizaria a existência do canal principal (onde está indicado pela letra C). Isso tem mais chance de ocorrer em rios relativamente estreitos em relação ao tamanho do pixel do MDE (Figura 5.10), enquanto rios de maior porte tendem a ter pixels do MDE que se referem à elevação do nível da água (Figura 5.11; Paiva et al., 2011).

O efeito da vegetação também dificulta a caracterização topográfica da planície de inundação. Uma área de abertura do dossel (ponto D da Figura 5.12) pode inclusive ser erroneamente interpretada como correspondente a uma calha de rio. Esse efeito foi percebido, por exemplo, em análises realizadas para uma pequena bacia hidrográfica na Amazônia (Valeriano et al., 2006). Outros estudos que caracterizam o efeito da vegetação em seções transversais derivadas de MDEs globais, com exemplos para tratamento e tentativa de minimização desse efeito, são os trabalhos de Baugh et al. (2013) e Modi et al. (2022).

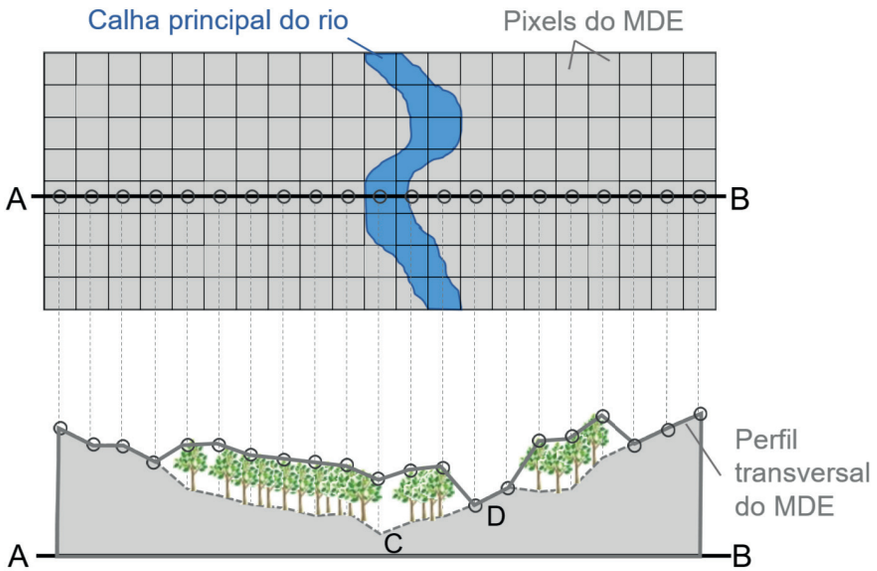


Figura 5.12 - Perfil transversal elaborado a partir de um MDE do tipo MDS, com indicação do efeito da cobertura vegetal sobre a representação topográfica: o ponto de cruzamento da calha principal (C) é escondido, enquanto é criada artificialmente a aparência de cruzar uma calha de rio no ponto D.

5.7.2 Combinação de dados de campo e de MDE

Se houver disponibilidade de dados topográficos/batimétricos de levantamentos de campo para a parte da calha principal do rio, é possível combiná-los com dados topográficos do MDE referentes à planície de inundação. O resultado é um perfil transversal que inclui a seção transversal da calha do rio e a planície, por longa distância.

Esquematicamente, a combinação de dados topográficos e batimétricos é exemplificada na Figura 5.13. Na parte esquerda da figura, o perfil transversal é composto unicamente pelos dados obtidos a partir do MDE. Cada ponto do perfil corresponde a um pixel encontrado ao longo do transecto traçado e, claramente, não há representação adequada da seção da calha do rio.

Na parte da direita da figura, o ponto do perfil derivado do MDE correspondente à calha do rio foi substituído por um conjunto de 10 pontos obtidos por um levantamento de campo. Nessa situação, a seção composta pelos dois conjuntos de dados forma um perfil transversal que representa em detalhes a seção transversal da calha do rio. Tem-se uma informação valiosa e de qualidade para, por exemplo, ingressar em um modelo hidrodinâmico, a fim de simular a propagação do escoamento ao longo desse rio.

No exemplo da Figura 5.13, dados de campo foram usados para substituir apenas um ponto do perfil obtido do MDE, mas cada situação deve ser analisada para decidir por substituir a quantidade de pontos necessária. A combinação entre fontes de dados é interessante pois aproveita o detalhamento do dado de campo, inexistente no MDE, com a grande extensão da cobertura do MDE na planície. Em geral, o levantamento de campo é limitado à calha principal ou a apenas alguns metros adicionais ao longo das margens, devido aos custos financeiros, tempo de execução da atividade e dificuldade de acesso devido à vegetação, relevo acidentado ou por serem propriedades privadas.

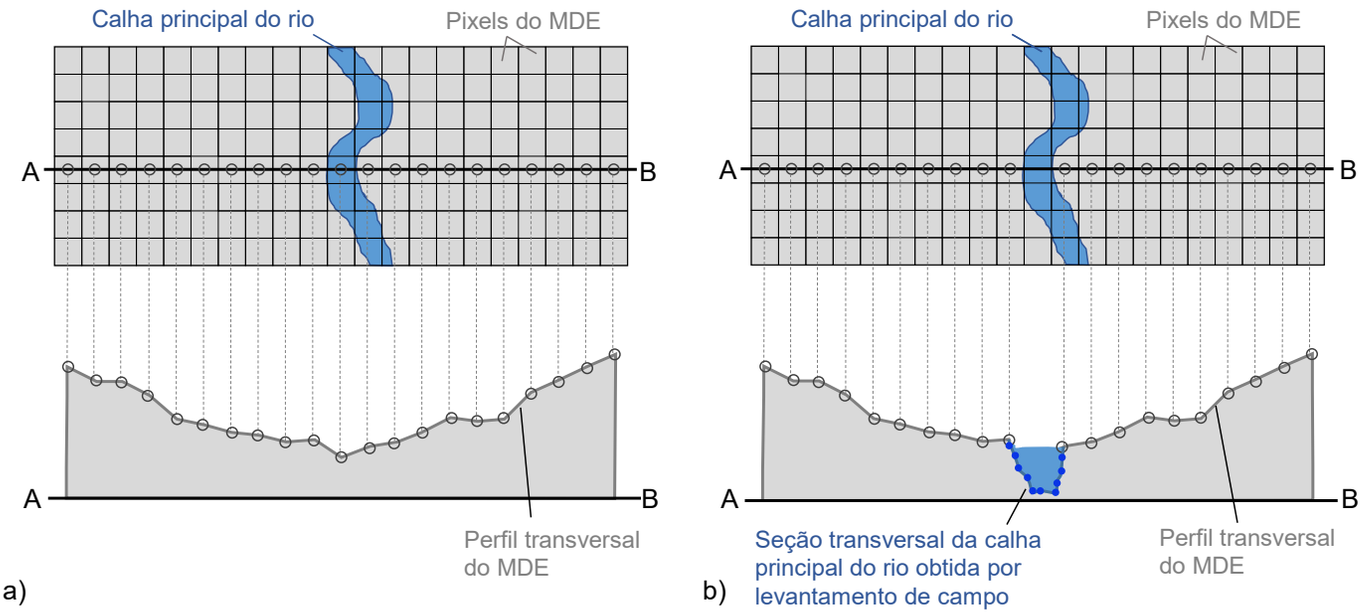


Figura 5.13 - a) Perfil transversal obtido de MDE que não caracteriza a calha principal do rio; b) Perfil transversal elaborado pela combinação entre dados de levantamento de campo para a calha principal do rio e dados do MDE para a planície de inundação.

5.7.3 Dificuldades para combinar dados de campo e de MDE

Na combinação entre dados topográficos de levantamento de campo e de um MDE para compor seções transversais, deve-se atentar para que ambas informações estejam com o mesmo referencial vertical. Caso estejam em referenciais verticais distintos, deve-se proceder à adequação de uma dessas fontes de dados para o referencial da outra, conforme discutido no Capítulo 4.

Adicionalmente, a coerência na combinação entre dados de planície e calha principal deve ser analisada para cada seção transversal elaborada (Figura 5.14-a). Por exemplo, podem ocorrer desníveis artificiais na transição das elevações da planície (dados do MDE) para as elevações da calha principal (dados de campo).

Um dos casos que pode ocorrer é quando os pontos de borda da planície que se conectam à calha ficam com elevação inferior às elevações dos pontos adjacentes da calha principal (Figura 5.14-b). Se dados são usados dessa forma para entrada em um modelo hidrodinâmico, por exemplo, é como se existissem diques artificiais nas margens da calha principal. Uma situação oposta pode também ocorrer, quando a calha principal do rio fica artificialmente rebaixada em

relação à conexão com a planície de inundação (Figura 5.14-c). Nesse caso, ao usar tais informações como entrada para a modelagem hidrodinâmica, o desnível vai funcionar como se a calha principal tivesse maior profundidade do que tem em realidade.

Durante uma simulação de propagação de onda de cheia, ambas as situações podem ter impacto nos resultados, como ilustra a Figura 5.14 para a passagem de três vazões (Q_0, Q_1 e Q_2). Enquanto a vazão estiver contida na calha principal (Q_0), as três representações da seção transversal não implicam em diferenças (Figura 5.14-d, Figura 5.14-e e Figura 5.14-f). Quando a vazão aumenta para Q_1 e causa transbordamento da calha principal na situação real (Figura 5.14-g), também ocorre transbordamento na situação da seção com o dique artificial (Figura 5.14-h). Mas esse transbordamento pode não ocorrer para o caso da seção que ficou artificialmente rebaixada em relação à planície (Figura 5.14-i), já que a seção do canal principal se tornou ampliada e com maior capacidade de condução de escoamentos. Ou seja, ocorre a subestimativa das inundações nesse caso.

Após a passagem dessa cheia e a redução da vazão para um nível limitado à calha principal (de Q_1 para Q_2; Figura 5.14-j), a existência do dique artificial impede o retorno de parte do volume inundado na planície (Figura 5.14-k). Nesse caso, as inundações simuladas tendem a ter maiores profundidades e maior tempo de permanência, isto é, há uma tendência de superestimativa das inundações.

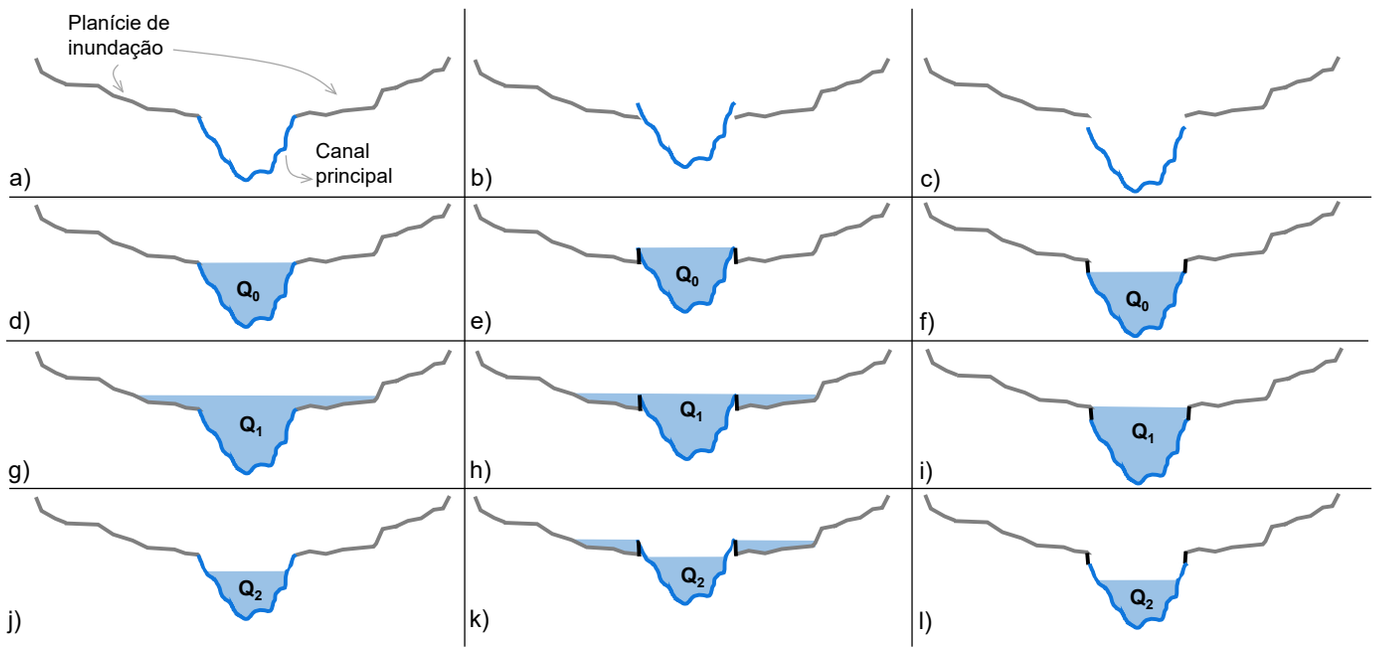


Figura 5.14 - a), b), c) Seção transversal composta com transição entre dados de planície de inundação e calha principal, respectivamente, de forma adequada, formando uma espécie de dique artificial e com um desnível artificial da planície para o canal; d), e), f) Comportamento das três seções quando da passagem de uma mesma vazão Q_0, que não ultrapassa a capacidade do canal principal na situação a); g), h), i) Comportamento das três seções para uma mesma vazão Q_1, que causa transbordamento em a); j), k), l) Comportamento das três seções após a passagem da vazão Q_1 e redução para uma vazão Q_2, limitada ao canal principal na seção a).

Um exemplo real de combinação entre dados detalhados de mais de 300 seções transversais obtidas por levantamento topobatimétrico e dados extraídos do MDE do SRTM para a planície de inundação é apresentado em Paz et al. (2010), para a simulação de um trecho de mais de 1200 km do rio Paraguai, atravessando o Pantanal, uma das maiores áreas inundáveis do planeta. Ajustes para adequação de referencial vertical, análise de coerência da transição entre canal e planície e procedimentos de interpolação para estimar dados da calha principal em trechos sem disponibilidade de informações de campo foram necessários para a simulação de padrões espaço-temporais de inundação no Pantanal.

Existem procedimentos alternativos propostos na literatura para aproveitar informações do MDE para caracterizar seções transversais, sem haver a disponibilidade de dados complementares de campo e, mesmo assim, manter a coerência e reduzir o efeito da vegetação sobre as elevações. Por exemplo, Paiva et al. (2011) elaboraram seções transversais para o rio Purus, na Amazônia, a partir do MDE do SRTM 90 com uma abordagem em duas grandes etapas. A primeira foi a estimativa da elevação do fundo das seções transversais a partir do perfil longitudinal extraído do MDE do SRTM, mas corrigido para remover o efeito do nível da água, da vegetação e de um ruído aleatório. A segunda etapa foi adotar simplificadamente um formato retangular para as seções e estimar altura e largura a partir de relações geomorfológicas com a área de drenagem em cada seção.

5.8 Declividade da superfície

5.8.1 Definição e forma de obtenção

A declividade da superfície pode ser calculada pixel a pixel a partir de um MDE, gerando uma superfície de declividades (um raster). Trata-se de um plano de informações com uso prático em diversas áreas. Por exemplo, para auxiliar na definição de aptidão para culturas agrícolas, tanto relacionada às próprias características do solo quanto em termos das condições para mecanização, ou para classificar o relevo ou até como auxiliar na identificação de áreas adequadas para instalação de aterros sanitários.

Dado um MDE, a determinação das declividades da superfície é procedimento comum em softwares de SIG e de operação simples. Essa declividade representa a taxa de mudança das elevações representadas nos pixels do MDE, sendo por isso referida matematicamente como a primeira derivada de um MDE. Supõe-se que a superfície do terreno representada no MDE é matematicamente contínua e, por isso, conceitualmente é possível calcular derivadas matemáticas em qualquer ponto (Burrough e McDonnell, 1998). Porém, como a superfície é discretizada no MDE, as derivadas são aproximadas calculando diferenças em um filtro de janelas do tipo 3x3 ou maiores, ou ajustando curvas polinomiais aos dados dentro de uma vizinhança.

A declividade pode ser definida como uma função local, calculada para um pixel em função das elevações dos seus quatro vizinhos ortogonais: vizinhos à direita, à esquerda, superior e inferior (Figura 5.15).

A declividade no sentido vertical (Sv) pode ser determinada como a diferença de elevações entre os vizinhos superior e inferior (ΔZv), dividida pela distância entre esses pixels (ΔLv), que é igual ao dobro da resolução espacial (Equação 5.2). Para o resultado em percentual, multiplica-se por 100% (Equação 5.3).

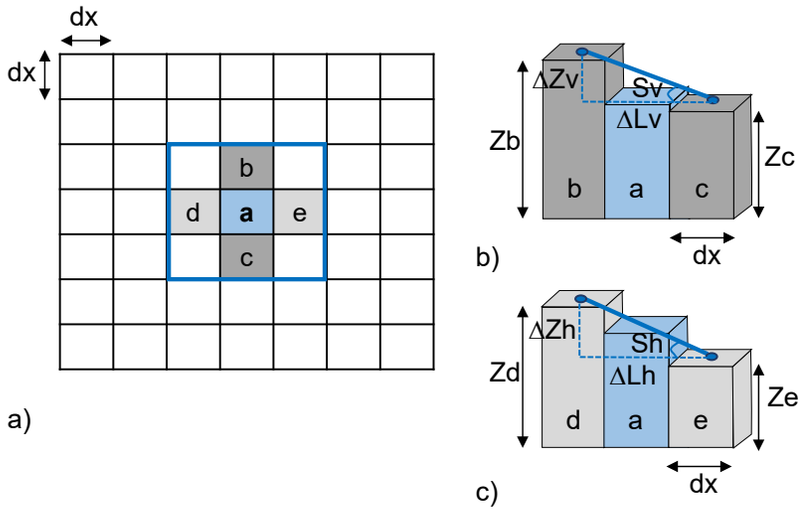


Figura 5.15 - Indicação esquemática da determinação da declividade da superfície a partir de um MDE com resolução espacial igual a dx: a) MDE com destaque para um pixel central 'a' e seus quatro vizinhos ortogonais 'b', 'c', 'd,' 'e' em uma janela 3x3; b) Representação da declividade do pixel central no eixo vertical da janela 3x3 (Sv), em função das elevações Zb e Zc dos pixels vizinhos na vertical e da distância entre eles (ΔLv); c) Representação da declividade do pixel central na horizontal (Sh), em função das elevações Zd e Ze dos pixels vizinhos na horizontal e da distância entre eles (ΔLh);

$$Sv = \frac{\Delta Zv}{\Delta Lv} = \frac{Zb - Zc}{2 \cdot dx} \qquad \text{(Eq. 5.2)}$$

$$Sv(\%) = Sv \cdot 100\% \qquad \text{(Eq. 5.3)}$$

Onde dx é a resolução espacial e Zb e Zc são as elevações dos pixels superior e inferior, respectivamente.

Analogamente, a declividade no sentido horizontal (Sh) pode ser obtida pela diferença de elevações entre os pixels vizinhos à esquerda e à direita (ΔZh), dividida pela distância entre tais pixels (ΔLh), também igual a 2dx (Equação 5.4), com a multiplicação por 100% para obter o resultado em percentual (Equação 5.5).

$$Sh = \frac{\Delta Zh}{\Delta Lh} = \frac{Zd - Ze}{2 \cdot dx} \qquad \text{(Eq. 5.4)}$$

$$Sh(\%) = Sh \cdot 100\% \qquad \text{(Eq. 5.5)}$$

Onde Zd e Ze são as elevações dos pixels à esquerda e à direita, respectivamente.

Outras abordagens existem para determinar as declividades nos sentidos horizontal e vertical, assim como existem vários métodos para obter a declividade do pixel propriamente. Uma das abordagens mais usadas e implementadas na maioria dos softwares de SIG para calcular a declividade do pixel é em função das declividades na vertical e na horizontal indicadas anteriormente. Por esse método, a declividade do pixel (Sp) é independente da elevação do pixel em si, sendo função exclusiva das elevações dos quatro vizinhos ortogonais (Equação 5.6; Zevenbergen e Thorne, 1987). A

janela móvel 3x3 é deslocada ao longo da imagem, replicando o cálculo da declividade para cada pixel da vez tomado como o central da janela (Figura 5.15).

Para obter a declividade do pixel em percentual, multiplica-se o resultado da Equação 5.6 por 100% (Equação 5.7), enquanto deve-se aplicar a função arco tangente para obter a declividade em graus (Equação 5.8). Em percentual, a declividade varia de 0 a infinito, e não até 100%. Em graus, a declividade varia de 0 a 90 graus. Por exemplo, se $S_p = 1$, então $S_p(\%) = 100\%$ e $S_p(^o) = 45^o$.

$$S_p = \sqrt{Sv^2 + Sh^2} = \sqrt{\left(\frac{Zb - Zc}{2 \cdot dx}\right)^2 + \left(\frac{Zd - Ze}{2 \cdot dx}\right)^2} \quad \text{(Eq. 5.6)}$$

$$S_p(\%) = S_p \cdot 100\% \quad \text{(Eq. 5.7)}$$

$$S_p(^\circ) = \arctan(S_p) \quad \text{(Eq. 5.8)}$$

Na Figura 5.16 é apresentado um exemplo real de determinação de declividades a partir do MDE do SRTM 90, para uma área no entorno da hidroelétrica de Três Marias, no alto curso do rio São Francisco (Minas Gerais). As declividades são apresentadas em percentual, com saturação ao valor máximo de 40% na simbologia do raster, embora a máxima declividade tenha sido de 294%.

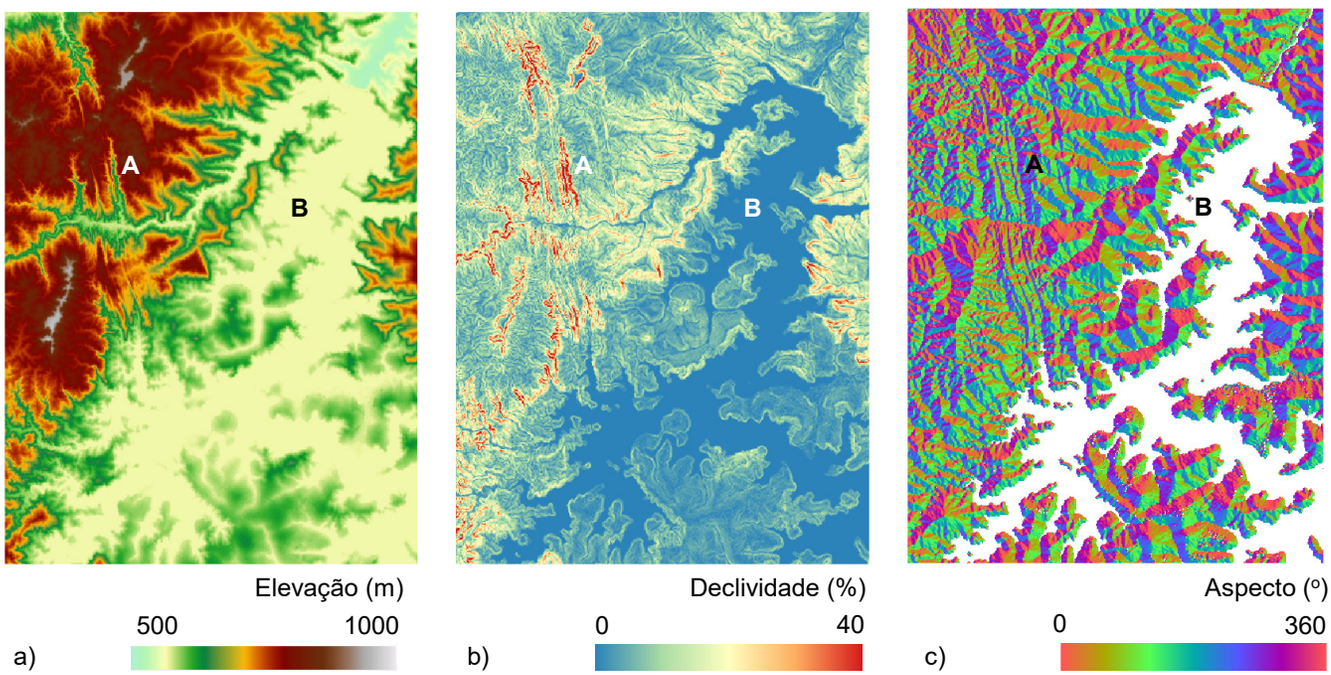


Figura 5.16 - Modelo Digital de Elevação (a) de parte da bacia do alto rio São Francisco no entorno da hidroelétrica de Três Marias, a partir de dados do SRTM 90, e produtos derivados: raster de declividades da superfície (b); raster de aspecto (c).

De forma geral, os padrões espaciais do raster de declividades do exemplo em questão refletem os padrões identificados no próprio MDE, como é esperado conceitualmente. As áreas de maior declividade são aquelas nas quais se percebe a maior intensidade de variação de elevações no MDE, como à esquerda do ponto A, por exemplo. Na área do lago da hidroelétrica, tem-se declividades nulas (ponto B, por exemplo), uma vez que já existia a barragem quando da aquisição dos dados do MDE do SRTM. Outro produto derivado do MDE, o aspecto, que auxilia na descrição topográfica da região também é apresentado na referida figura, como explicado no item seguinte.

5.8.2 Classificação do tipo de relevo em função das declividades

As declividades podem ser utilizadas para classificar o tipo de relevo de uma região. Por exemplo, no Brasil, a EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária) estabelece seis tipos de relevo (Plano, Suave-Ondulado, Ondulado, Forte-Ondulado, Montanhoso e Forte-Montanhoso) segundo as faixas de declividade informadas na Tabela 5.2.

Tabela 5.2 - Classes de relevo em função da declividade segundo EMBRAPA (1999).

Faixa de declividade (%)	Classe de relevo
0 a 3	Plano
3 a 8	Suave-ondulado
8 a 20	Ondulado
20 a 45	Forte-ondulado
45 a 75	Montanhoso
> 75	Forte-montanhoso

Para realizar esse tipo de classificação para uma determinada região, duas etapas são necessárias:

i) Primeiro, obtém-se o raster de declividades diretamente do processamento do MDE.

ii) Em seguida, realiza-se uma operação de classificação do raster de declividades para obter um novo raster, cujos atributos indicam as classes de relevo e não mais o valor da declividade em si. O procedimento de reclassificação segue como descrito no Capítulo 3, adotando-se as faixas de valores indicadas na Tabela 5.2 (ou outra classificação conforme o interesse).

Como exemplo de aplicação a um caso real, tem-se o MDE e as declividades correspondentes obtidas, em percentual, para uma área no norte e oeste do Paraná (Figura 5.17). A escala de cores das declividades foi saturada em 30% para melhor visualização, dado que uma quantidade muito pequena de pixels tem valores mais elevados que esse número. Via reclassificação do raster de declividades, obteve-se o raster das classes de relevo conforme classes definidas na Tabela 5.2. Percebe-se o grande predomínio de relevo plano, suavemente ondulado e ondulado, com áreas localizadas de relevo forte-ondulado e poucas ocorrências com maiores declividades. Análises como a quantificação de áreas ocupadas por cada classe e o histograma de frequência poderiam complementar a compreensão do comportamento da declividade na região, seguindo os procedimentos descritos no Capítulo 3.

5.8.3 Análise de aptidão agrícola em função das declividades

A classificação de uma região segundo faixas de declividades pode ser efetuada também visando outros enfoques, como a aptidão da área para uma determinada cultura agrícola. Diversos fatores relacionam a declividade e a aptidão agrícola, como limitações de mecanização, estrutura da vegetação, erosão do solo e drenagem de água (Akpoti et al., 2019). A declividade está relacionada com características do solo, como textura, porosidade e pedregosidade. Mas também se relaciona com a produtividade do solo, já que influencia as condições de umidade e drenagem superficial, o acúmulo de matéria orgânica e a exposição à radiação solar.

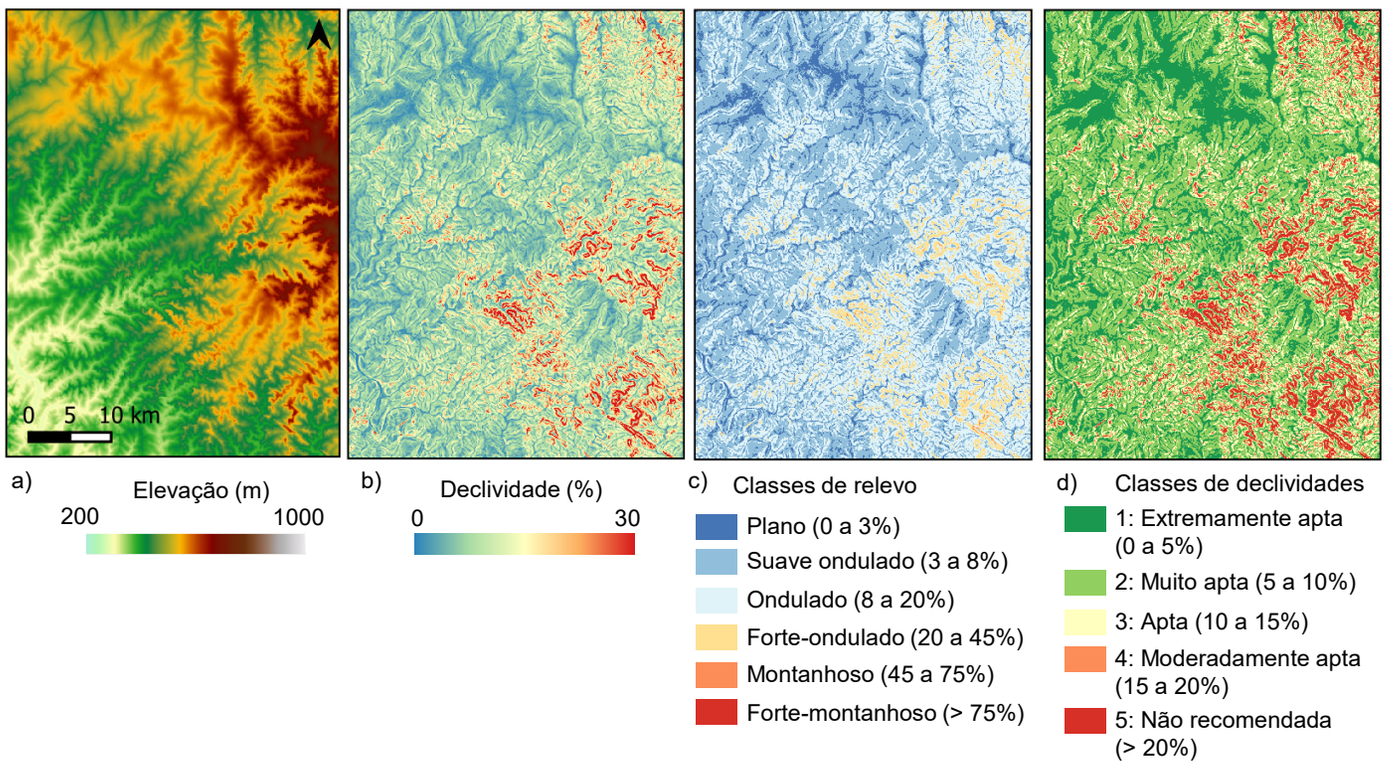


Figura 5.17 - a) Modelo Digital de Elevação de parte do norte e oeste do Paraná, a partir de dados do SRTM 90; b) Raster de declividades da superfície determinado a partir do MDE; c) Raster de classes de declividades segundo tipos de relevo; d) Raster de classes de declividades estabelecidas em função da aptidão para a cultura do café.

De forma geral, a declividade como fator limitante para a mecanização de uma cultura agrícola está relacionada com a operação dos veículos, já que influencia a velocidade de deslocamento, o consumo de combustível e a própria estabilidade deles. A mecanização da cultura da cana-de-açúcar no Brasil é um exemplo, pois requer áreas com declividade de até 12%.

A classificação de declividades adotada por Hofig e Araújo-Júnior (2015) ilustra um exemplo desse tipo de análise para a cultura de café no Paraná, no sul do Brasil. As declividades são agrupadas em cinco faixas e ocorre a redução do potencial à mecanização conforme o aumento das declividades (Tabela 5.3).

Tabela 5.3 - Classificação de potencial à mecanização da cultura do café em função da declividade, adotada por Hofig e Araújo-Júnior (2015).

Faixa de declividade (%)	Classe de potencial de mecanização
0 a 5	Extremamente apta
5 a 10	Muito apta
10 a 15	Apta
15 a 20	Moderadamente apta
> 20	Não recomendada
> 75	Forte-montanhoso

Para a mesma região do exemplo anterior, foi efetuada a classificação das declividades para categorizar a área segundo graus de aptidão à mecanização da cultura do café (Figura 5.17-d), seguindo as classes especificadas na Tabela 5.3. O procedimento para classificação é análogo ao descrito para o caso anterior: a partir do raster de declividades derivado do MDE, realiza-se a operação de classificação conforme descrito no Capítulo 3, tomando os limites inferiores e superiores de cada classe. Nessa região do exemplo, observa-se a predominância de áreas extremamente aptas e muito aptas à mecanização da cultura do café.

5.9 Aspecto

A característica derivada do MDE conhecida como aspecto representa a direção da máxima declividade em cada pixel. O aspecto é medido em graus, variando no sentido horário, desde zero quando aponta para o Norte até 360º, quanto retorna ao Norte, formando uma volta completa. Áreas planas sem declividade definida, em geral, recebem atributo -1 ou outro valor que sirva como sinalizador dessa condição de indeterminação (um 'flag').

Na Figura 5.16-c, é exemplificado o raster com o aspecto de cada pixel na região da hidroelétrica de Três Marias, no alto rio São Francisco. A área do lago da barragem está em branco (ponto B, por exemplo), sinalizando não ter aspecto determinado. Para melhor compreensão, parte desse mesmo raster de aspecto é mostrada de forma tridimensional em função das elevações do MDE na Figura 5.18. Percebe-se, mais claramente, como o aspecto varia de acordo com a orientação da face dos pixels relativamente ao Norte. Na referida figura, pixels em tom alaranjado ou avermelhado tem aspecto em torno do Norte, ao passo que pixels na transição do verde para azul estão voltados para a direção oposta.

Outra forma de analisar o raster de aspectos é reclassificar o atributo, que originalmente tem valor contínuo de 0 a 360º, para grupos em torno das quatro direções cardeais (Norte, Sul, Leste e Oeste) e das quatro direções colaterais (Nordeste, Sudeste, Noroeste e Sudoeste). Por exemplo, pixels cujo aspecto tem valor no intervalo de 0 a 22,5º ou entre 337,5 a 360º passam todos a ser de uma única classe, relativa ao Norte, enquanto pixels com aspecto entre 22,5 e 67,5º passam a ser da categoria Nordeste. E assim analogamente se faz para os demais pontos cardeais e colaterais (Figura 5.19).

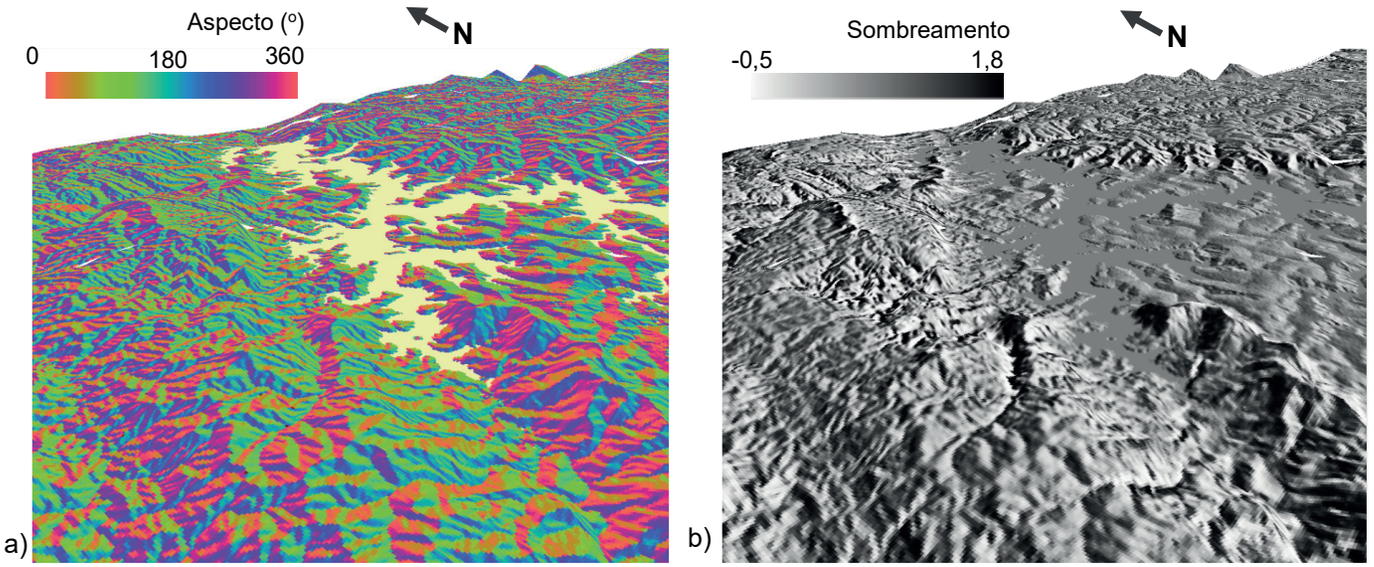


Figura 5.18 - Visão 3D do MDE de parte da bacia do alto rio São Francisco no entorno da hidroelétrica de Três Marias, a partir de dados do SRTM 90, com superposição do raster de aspecto (a) e do raster de sombreamento (b).

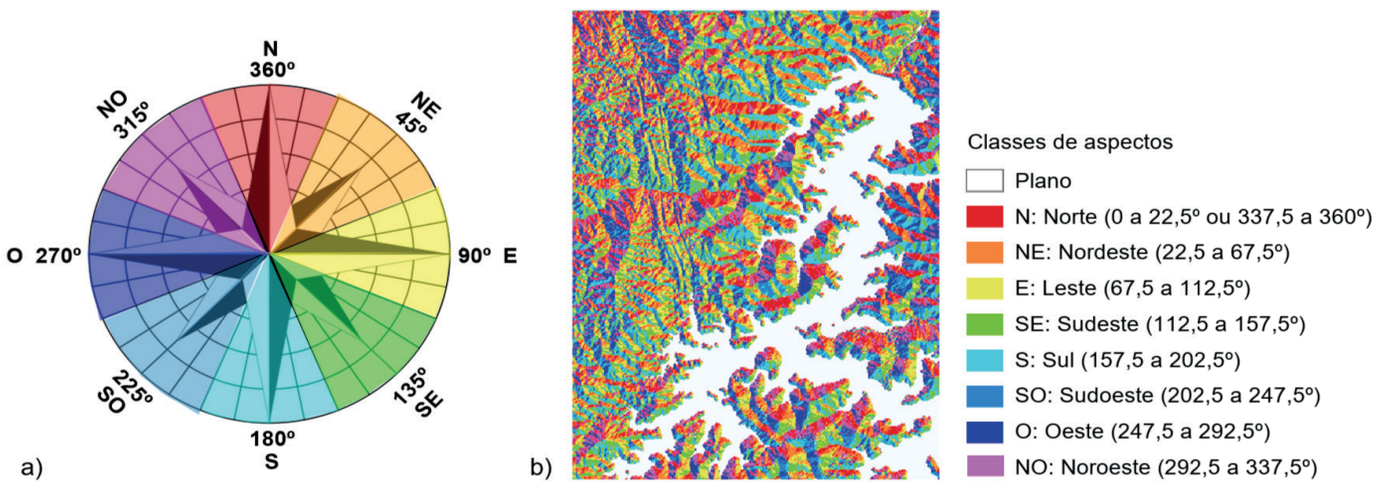


Figura 5.19 - a) Rosa dos ventos com indicação dos pontos cardeais e colaterais e as faixas de classificação de aspectos indicadas pelas cores; b) Raster de aspecto de parte da bacia do alto rio São Francisco no entorno da hidroelétrica de Três Marias classificado para agrupar o aspecto em torno dos pontos cardeais e colaterais.

5.10 Sombreamento

O sombreamento do MDE é uma técnica usada para dar um efeito 3D na visualização da topografia representada nesse MDE. A ideia é simular uma determinada posição do Sol e gerar áreas sombreadas ou iluminadas. Para essa operação, dois parâmetros são fundamentais e estão relacionados à posição da fonte luminosa, que é o Sol (Figura 5.20).

O primeiro parâmetro é o ângulo horizontal do Sol (α1), no caso o azimute, que é o ângulo da projeção do Sol no plano em relação ao Norte, medido no sentido horário. Esse ângulo varia de 0, quando o Sol está na posição Norte, e aumenta no sentido horário até 360º, quando retorna ao Norte.

O segundo parâmetro é o ângulo vertical do Sol (α2), que se refere à elevação dessa fonte luminosa em relação ao plano. Esse parâmetro varia de 0, quando o Sol está alinhado no horizonte até 90º, quando o Sol está ortogonalmente acima da imagem.

A escolha desses parâmetros define as áreas que ficam mais ou menos sombreadas ou iluminadas pelo Sol. Dependendo do software, é possível ainda definir um terceiro parâmetro, que é um fator de exagero da escala vertical, relativamente à escala das distâncias no plano, ou seja, intensificar a amplitude das elevações para dar um maior efeito 3D.

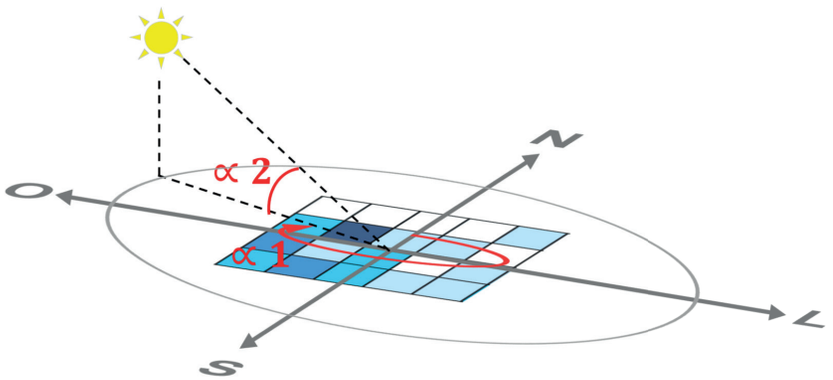


Figura 5.20 - Indicação dos ângulos horizontal (azimute; α1) e vertical (α2) para aplicação da operação de sombreamento de um MDE.

Usualmente, o raster de sombreamento é visualizado com um gradiente de tons de cinza, no qual tons mais escuros representam as áreas sombreadas e os tons mais claros indicam áreas iluminadas. Isso é exemplificado com o sombreamento gerado a partir de um MDE de parte da bacia do baixo rio São Francisco (Figura 5.21). O efeito da mudança no ângulo horizontal do Sol também é ilustrado na referida figura.

O leitor pode observar que, quando o ângulo horizontal é de 300º, o Sol está em uma posição à esquerda e acima (próximo de Noroeste), ficando mais iluminadas as faces do relevo voltadas para essa direção, enquanto as voltadas para o lado oposto estão mais sombreadas. Quando o ângulo horizontal do Sol foi definido como 60º, posição aproximada de Nordeste, o raster de sombreamento fica bem distinto do anterior.

Uma das aplicações do sombreamento é melhorar o realce da visualização do relevo representado no MDE. Para isso, uma opção é configurar a camada de sombreamento para um nível de transparência e visualizá-la superposta ao MDE. No exemplo da Figura 5.21, foi considerada uma transparência de 80% (ou nível de opacidade igual a 20%) e se

percebe como a visualização do MDE superposto pelo sombreamento permite identificar melhor os padrões da topografia, relativamente ao MDE isolado.

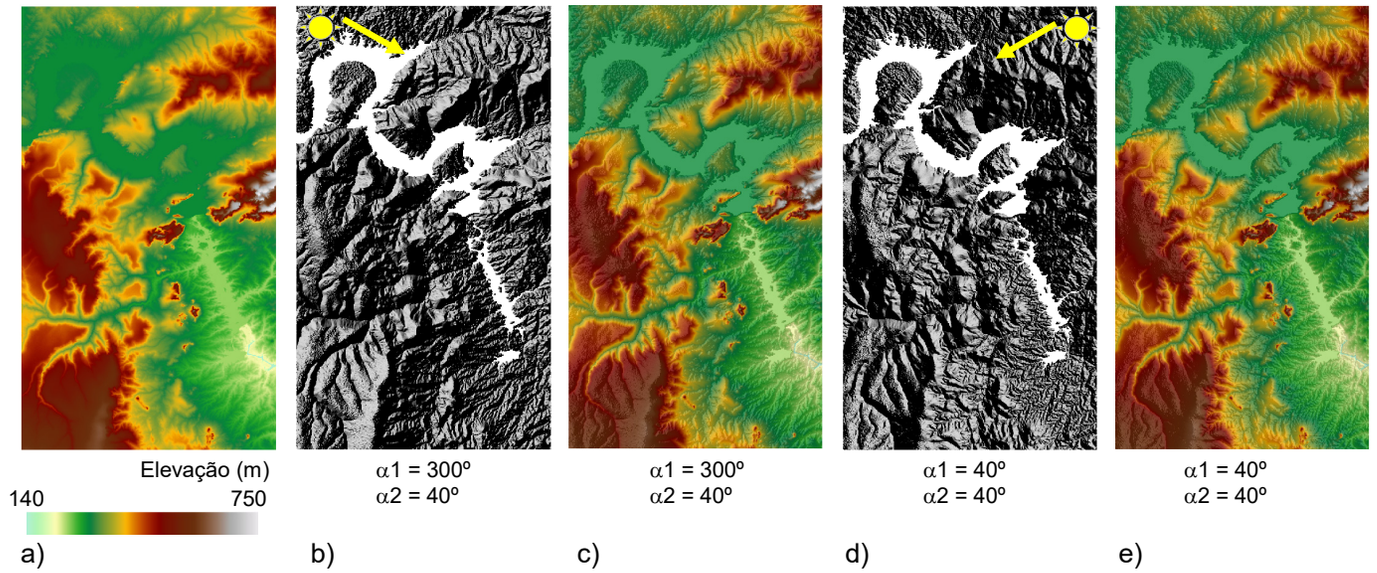


Figura 5.21 - a) MDE obtido dos dados do SRTM 90 para um trecho da bacia do baixo rio São Francisco, entre Pernambuco e Bahia (entorno da hidroelétrica de Paulo Afonso); b), d) Sombreamento gerado a partir desse MDE, considerando ângulo vertical do Sol (α2) de 40º e ângulo horizontal (α1) de 300º no primeiro caso e de 40º no segundo caso (direção da radiação solar é indicada pela seta amarela); c), e) Realce do MDE obtido pela superposição do sombreamento (com opacidade reduzida para 20%) obtido em b) e d), respectivamente.

5.11 Curvatura

Como visto, a declividade é matematicamente a primeira derivada da elevação, ou seja, a declividade representa a taxa de variação das elevações. A segunda derivada é a curvatura, isto é, a curvatura representa a taxa de variação da declividade. Há diversos tipos de curvatura, sendo que os três principais são a curvatura do perfil, a curvatura do plano e a curvatura média, dada pela média das curvaturas do perfil e do plano.

A curvatura do perfil ou curvatura vertical é a taxa de variação da declividade na direção do aspecto, que é a direção de máxima declividade, na qual a ação da gravidade é maximizada. A curvatura do perfil tem grande influência na velocidade do escoamento da água e nos processos de erosão e deposição de sedimentos. Valores positivos para essa grandeza indicam a aceleração relativa do fluxo, enquanto valores negativos indicam a desaceleração relativa do fluxo. Em função da curvatura do perfil, a superfície pode ser classificada como côncava, convexa ou retilínea. A unidade usual da curvatura no perfil é m^{-1}.

A curvatura do plano ou curvatura planimétrica ou ainda curvatura horizontal representa a taxa de variação do aspecto. Em outras palavras, representa a taxa de variação da declividade na direção ortogonal ao aspecto, na qual a ação da gravidade é minimizada. Por isso, essa grandeza tem relação com a facilidade de acumular água na superfície, sendo positiva quando há convergência de fluxo lateral e negativa quando há divergência de fluxo lateral.

Como exemplo real de curvatura no perfil e curvatura no plano, na Figura 5.22 são mostrados resultados obtidos a partir do MDE do SRTM 90, para uma área do município de Patrocínio, em Minas Gerais.

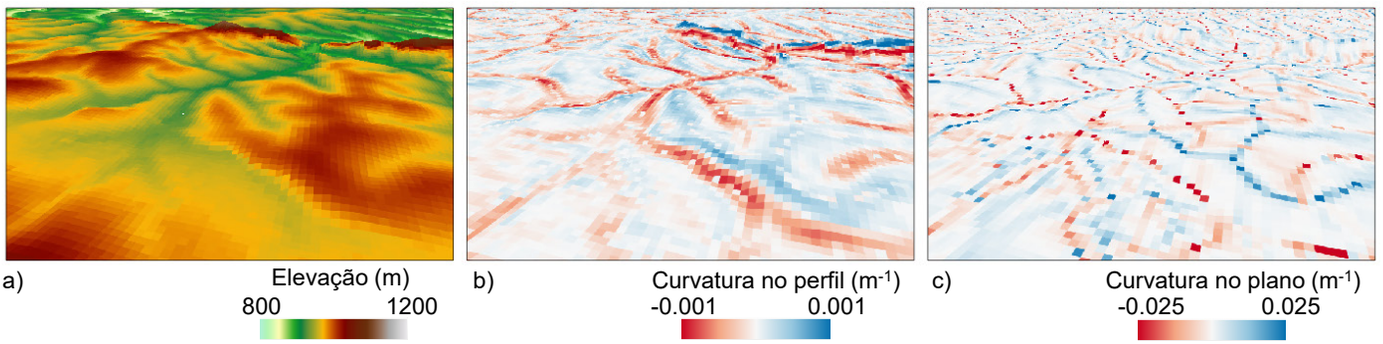


Figura 5.22 - a) Visão 3D do MDE de parte da área do município de Patrocínio (Minas Gerais) obtido dos dados do SRTM 90; b), c) Visão 3D da curvatura no perfil e curvatura no plano.

Capítulo 6

Direções de fluxo

Na área ambiental, um dos principais processamentos de um Modelo Digital de Elevação é para a finalidade de extração da rede de drenagem e a delimitação de bacias hidrográficas. A questão crucial por trás desses processamentos é a determinação das direções de fluxo. Trata-se da definição de conectividade hidrológica entre os pixels do MDE realizada por algoritmos especialistas, em função da interpretação da variabilidade topográfica e dos caminhos de fluxo que se formam. Diversos outros produtos derivados do MDE também dependem do estabelecimento das direções de fluxo.

De certo modo, a operação de determinação das direções de fluxo é a essência para uma série de processamentos do MDE e é a etapa de maior complexidade. Entretanto, na maioria das vezes, o usuário de softwares de SIG apenas cumpre essa etapa dentro de um fluxo metodológico, com relativa facilidade operacional, sem dar a devida atenção. Por isso, este capítulo é voltado especificamente para as direções de fluxo. São abordados os conceitos principais, as formas de determinação, a dependência com a questão do tratamento de depressões do terreno, as dificuldades que levam à existência de dezenas de algoritmos na literatura especializada, entre outros aspectos.

6.1 Definição e tipos de abordagem

Ao visualizar um MDE de forma 3D, percebe-se de forma grosseira os caminhos preferenciais de escoamento, em função da variação topográfica e considerando o efeito da gravidade sobre o escoamento. Isso é percebido visualmente devido aos padrões espaciais presentes no MDE. Pode-se até traçar manualmente de forma aproximada esses caminhos preferenciais (Figura 6.1). Por exemplo, os pontos A e B estão localizados relativamente próximos entre si, mas pela interpretação visual do MDE os caminhos de fluxo a jusante deles seguem por caminhos totalmente distintos, drenando para os pontos P e Q, respectivamente. Também pode ser deduzido pela interpretação direta do MDE que o ponto C tem fluxo que converge para o caminho de fluxo a jusante de B, seguindo também até o ponto Q. Já o ponto D, próximo a C, drena por outro caminho distinto até o ponto R.

Por esse tipo de análise interpretativa do MDE, seja na visualização padrão 2D ou no formato 3D, consegue-se ter uma ideia geral de quais áreas contribuem com escoamento para um determinando ponto na imagem. Trata-se de uma interpretação visual dos padrões espaciais principais da imagem, a qual tem certa utilidade para compreensão preliminar de processos hidrológicos e outros tipos de estudos.

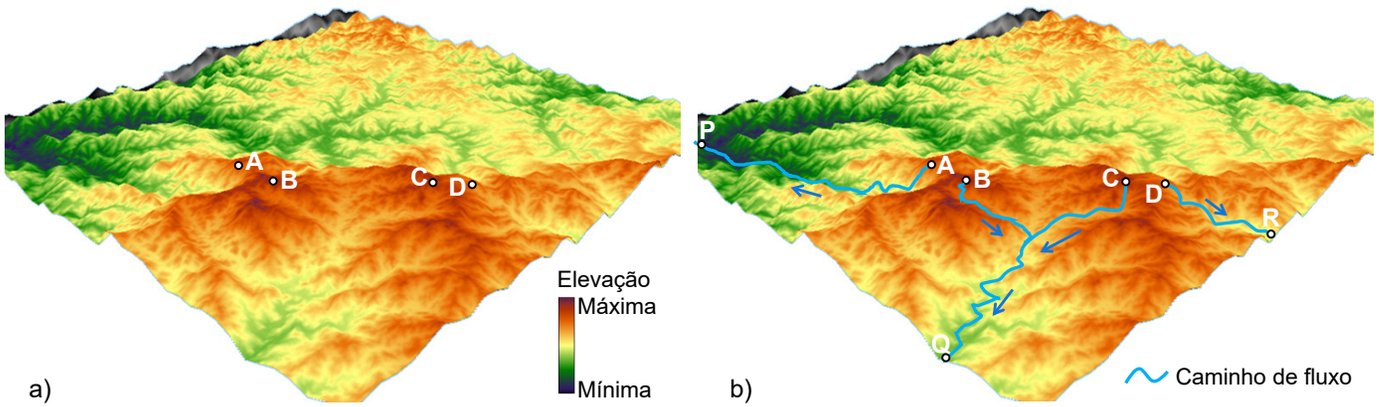


Figura 6.1 - a) Visualização 3D de um MDE; b) Indicação aproximada dos caminhos de fluxo a jusante dos pontos A, B, C e D a partir da interpretação visual do MDE.

A interpretação visual do MDE, contudo, é subjetiva e bastante limitada, pois não permite identificar os caminhos de escoamento com mais detalhes, pixel a pixel, ou identificar exatamente qual área contribui com escoamentos a um certo ponto da imagem. Fazer essas determinações com precisão é fundamental para adequadamente usufruir das informações presentes no MDE e gerar os dados necessários a uma infinidade de estudos em diversas áreas. Definir o caminho de fluxo a jusante de cada pixel é necessário, por exemplo, para traçar redes de drenagem, quantificar distâncias de escoamento, delimitar bacias hidrográficas e desenvolver estudos hidrológicos, hidrossedimentológicos e de qualidade da água, entre inúmeros outros.

A questão chave para determinar os caminhos de fluxo a partir da representação topográfica presente no MDE é definir as chamadas direções de fluxo, isto é, para onde segue o escoamento de cada pixel da imagem na vizinhança imediata. Existem três grandes tipos de abordagem para determinar as direções de fluxo, descritas nos itens que se seguem.

6.2 Abordagens de direções simples D8 e D4

O tipo de abordagem mais amplamente utilizado consiste em considerar que cada pixel do MDE pode ter o escoamento direcionado para um de seus oito vizinhos imediatos em uma janela 3x3 (janela formada por 3 linhas e 3 colunas do raster). Essa abordagem é conhecida como D8 (Deterministic eight-neighbours) e possibilita a cada pixel ter uma dentre oito possibilidades de direções de fluxo (Figura 6.2-a). Consideram-se os quatro vizinhos ortogonais, situados à direita, à esquerda, acima e abaixo do pixel, e os quatro vizinhos diagonais.

A abordagem conhecida como D4 é uma simplificação da abordagem D8. Na abordagem D4, para cada pixel o escoamento pode ir apenas para um de seus quatro vizinhos situados ortogonalmente a ele em uma janela 3x3. Ou seja, um pixel tem como direção de fluxo apenas uma das quatro opções norte, sul, leste e oeste (Figura 6.2-b), e não mais as direções relacionadas aos pixels vizinhos diagonais, como na abordagem D8.

As abordagens D4 e D8 consideram direções simples. Cada pixel do MDE tem uma única direção de fluxo e, assim, drena para somente um dos seus vizinhos. Neste livro, em função da maior preponderância de uso na literatura, são adotadas as direções de fluxo únicas da abordagem D8 nos processamentos de MDE descritos nos demais itens deste capítulo e nos demais capítulos, salvo quando explicitamente mencionado o contrário.

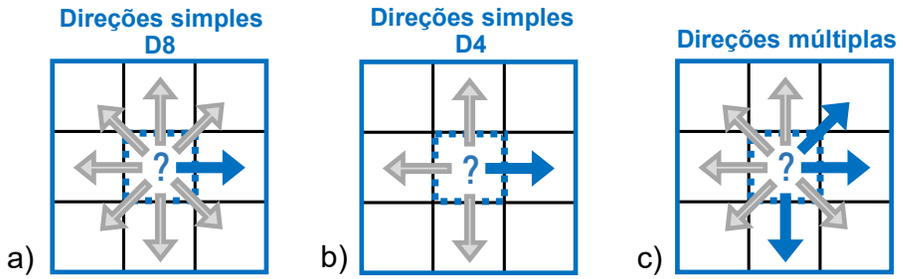


Figura 6.2 - Tipos de abordagem para determinação de direções de fluxo: b) Abordagem com direção simples selecionada dentre as 4 ortogonais e 4 diagonais (D8); b) Abordagem com direção simples selecionada dentre apenas as 4 ortogonais (D4); c) Abordagem com direções múltiplas, selecionadas dentre 8 possibilidades (4 ortogonais e 4 diagonais).

6.3 Abordagem de direções múltiplas

Em linhas gerais, a abordagem de direções múltiplas se distingue das abordagens D8 e D4 por permitir que um pixel tenha mais de uma direção de fluxo (Figura 6.2-c). A ideia é particionar o fluxo gerado ou que passa por um pixel para mais de um pixel da vizinhança na janela 3x3. Por isso, essa terceira abordagem é chamada de direções múltiplas, com versões inicialmente elaboradas por Freeman (1991) e Quinn et al. (1991).

A proposta de considerar múltiplas direções tem como motivação fundamental superar a principal simplificação da abordagem de direções simples, que é assumir que a superfície completa de um pixel drena inteira e exclusivamente para um de seus oito vizinhos. Não é esperado como regra que, naturalmente, uma área geométrica regular como a área ocupada pelo pixel tenha conformação topográfica que drene inteiramente para um mesmo ponto ou um mesmo pixel vizinho. O natural é que existam diferentes porções do pixel drenando para distintos pixels vizinhos.

Porém, o que seria vantajoso à primeira vista, pode tornar-se um problema. A principal desvantagem de considerar direções de fluxo múltiplas é a dispersão numérica da área de contribuição ao passar o fluxo de um pixel para os vizinhos a jusante (Orlandini et al., 2003). Essa dispersão pode ser considerada inconsistente com a definição física de uma área de contribuição, o que não ocorre ao se trabalhar com direções simples. Esse aspecto é considerado por alguns usuários como razão para evitar trabalhar com direções de fluxo múltiplas.

Em alguns métodos de direções múltiplas, o fluxo que alcança um determinado pixel pode ser distribuído por até os 8 pixels vizinhos da janela 3x3. O método de Quinn et al. (1991) é um exemplo desse tipo. Nesse método, a área acumulada até o pixel central é distribuída para todos os pixels vizinhos que apresentam gradiente topográfico descendente. Essa distribuição de fluxo entre pixels vizinhos segue de forma proporcional a dois fatores. O primeiro fator é um comprimento de contorno geometricamente definido em função da posição relativa entre cada pixel vizinho e o pixel central. O segundo fator é o gradiente topográfico provocado por cada pixel vizinho, estimado em função da diferença de elevação com o pixel central dividida pela distância entre eles. Pixels vizinhos que proporcionem maior gradiente topográfico recebem maior fração da drenagem do pixel central.

O método de Freeman (1991) é similar de forma geral ao de Quinn et al. (1991), por permitir a distribuição da área acumulada de um pixel para todos os vizinhos com elevação inferior a ele. Um diferencial entre esses métodos é que o de Freeman (1991) faz a ponderação em função do gradiente topográfico elevado a uma potência. Essa potência é considerada um parâmetro do método, com valor recomendado igual a 1,1.

Ao contrário dos dois métodos anteriores de direções múltiplas, a proposta de Tarboton (1997) se distingue por permitir a partição do fluxo acumulado para apenas dois pixels vizinhos. Esse método consiste inicialmente em determinar uma direção de fluxo única no sentido de um ângulo θ, que pode assumir qualquer valor continuamente no intervalo de 0 a 360º, em função das elevações dos vizinhos. Como há uma infinidade de valores que o ângulo θ pode assumir, esse método é denominado D-infinity (D∞), com a letra D remetendo ao termo Deterministic das abordagens D4 e D8.

Como segunda etapa principal do método D∞, a direção de fluxo segundo o ângulo θ é usada para distribuir o fluxo da célula para até dois dos pixels vizinhos na janela 3x3. No exemplo da Figura 6.3, os vizinhos identificados pelos rótulos 2 e 3 recebem parte do fluxo indicado inicialmente pela direção segundo o ângulo θ. A partição do fluxo entre esses pixels vizinhos é proporcional aos ângulos formados entre a direção única inicial e a direção alinhada com o centroide de cada pixel vizinho. Se θ coincidir com esse alinhamento em direção ao centroide de um pixel vizinho, então o pixel central drena exclusivamente para esse pixel vizinho.

Para o exemplo da Figura 6.3, o fluxo para o pixel vizinho 2 é proporcional à relação entre o ângulo α_3 e a soma $\alpha_2 + \alpha_3$. Analogamente, tem-se a determinação do fluxo direcionado ao pixel vizinho 3 em função da relação entre α_2 e a soma $\alpha_2 + \alpha_3$. Os valores dessas proporções de partição de fluxo poderiam indicar, por exemplo, que 63% do fluxo do pixel central drenam para o pixel vizinho 3 e 37% drenam para o pixel vizinho 2.

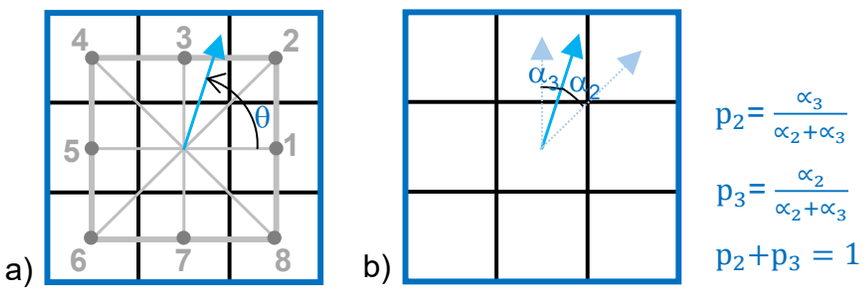


Figura 6.3 - Ideia geral da abordagem D-infinity para determinação de direções de fluxo: a) Definição de direção de fluxo segundo ângulo que assume qualquer valor entre 0 e 360º e indicação das 8 faces de compartilhamento de fluxo entre pixels vizinhos da janela 3x3; b) Partição do fluxo para dois dos pixels vizinhos proporcionalmente aos ângulos entre as direções de fluxo calculadas e o alinhamento das direções diretas aos centroides desses vizinhos.

Existem diversos outros métodos que consideram a atribuição de direções de fluxo múltiplas. Estudos interessantes que avaliam e comparam alguns desses métodos são os trabalhos de Wilson et al. (2007) e Erskine et al. (2006).

6.4 Codificação

As direções de fluxo precisam ser armazenadas como informação útil para outros métodos em geoprocessamento e até servir como entrada para modelos hidrológicos. Quando se explica sobre direções de fluxo em figuras de livros, trabalhos acadêmicos e artigos científicos, é comum a representação por setas, por facilidade de compreensão, como feito em vários exemplos deste livro. Contudo, trata-se apenas de uma representação simbólica e esquemática. A informação de direção de fluxo é, por definição, um atributo numérico e é armazenada na forma de um raster.

Há diferentes codificações das direções de fluxo, isto é, diferentes softwares ou autores propuseram códigos distintos para serem associados a cada uma das 8 direções de fluxo possíveis (Figura 6.4). A codificação mais antiga remete aos primeiros métodos de determinação das direções de fluxo propostos nas décadas de 1970 e 1980. Esses primeiros métodos usaram números representativos de potências de 2 sequenciais para as direções de fluxo: 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 e 128, que são o resultado do número 2 elevado às potências de 0, 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7, respectivamente.

A motivação principal para a escolha da codificação em potências de 2 àquela época foi a redução do custo de armazenamento de dados durante o processamento do MDE. Uma razão nesse sentido é que, com essa codificação, cada direção de fluxo pode ser armazenada por apenas um dígito, que é o expoente da potência de 2. Porém, o mais importante é quanto aos empates na escolha entre duas ou mais direções de fluxo. Como é visto nos próximos subitens deste capítulo, há situações em que a resolução da direção de fluxo fica indeterminada após as primeiras etapas de processamento, por haver empate de condições entre duas ou mais direções de fluxo possíveis. Nessa situação, precisa-se guardar a informação de quais pixels vizinhos representam esses empates, ou de quais direções de fluxo estão em empate quanto à maior declividade, para posterior tratamento e resolução do empate em outra etapa do algoritmo de cálculo.

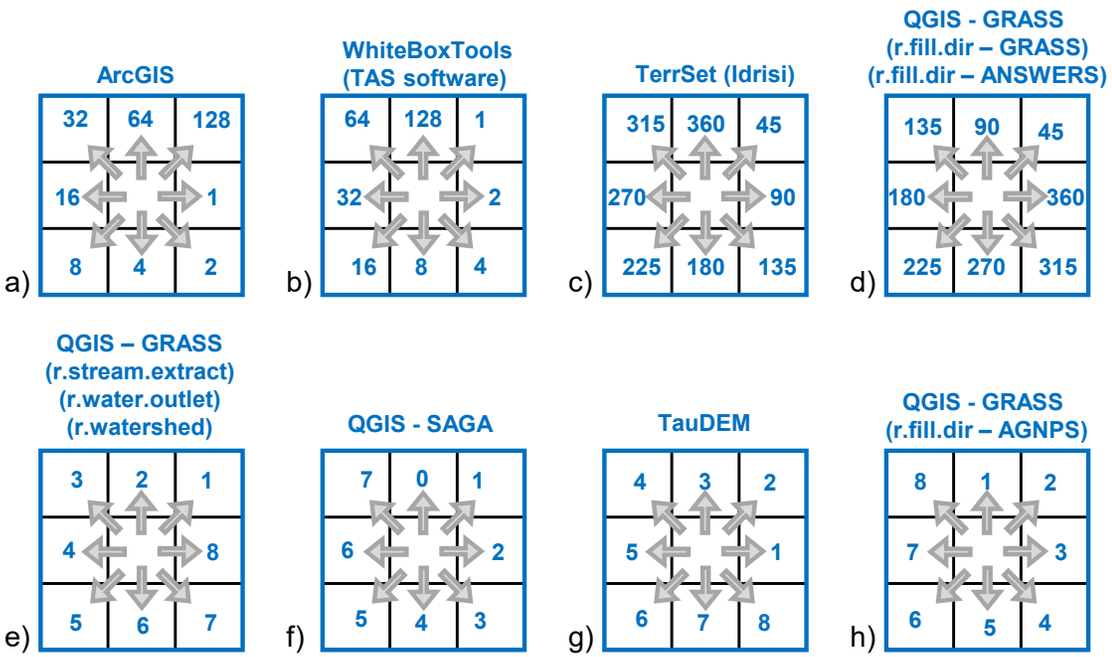


Figura 6.4 - Exemplos de codificações das direções de fluxo simples segundo abordagem D8 adotadas em diferentes softwares: a) ArcGIS (ESRI); b) WhiteBoxTools (anteriormente Terrain Analysis System software); c) TerrSet (anteriormente IDRISI); d) GRASS via uso direto ou por plugin do QGIS, usando comando r.fill.dir com escolha de saída para outros módulos do GRASS ou para o modelo hidrológico ANSWERS; e) GRASS via uso direto ou por plugin do QGIS, usando comandos r.stream.extract, r.water.outlet ou r.watershed; f) SAGA gis via uso direto ou por plugin do QGIS; g) Terrain Analysis Using Digital Elevation Models (TauDEM); h) GRASS via uso direto ou por plugin do QGIS, usando comando r.fill.dir com escolha de saída para o modelo hidrológico AGNPS.

Com a codificação baseada em potências de 2, basta somar os códigos das direções de fluxo em empate e guardar essa soma. A soma entre quaisquer dois ou mais números do conjunto 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 e 128 resulta sempre um número distinto das demais somas. Guardar apenas o resultado da soma é suficiente para, em um passo posterior do

algoritmo de definição de direções de fluxo, saber quais as direções proporcionam aquele empate e fazer o tratamento e solução do empate. Por exemplo, se o empate foi entre as direções 2, 4 e 32, a soma delas é igual a 38. Sabendo-se que há um empate e que a soma é 38, já se sabe que as direções desse empate são 2, 4 e 32. Não há outra combinação possível de direções cuja soma resulte em 38. Esse tipo de codificação em potências de 2 é adotado no software ArcGIS e no software WhiteBoxTools, mas com valores posicionados de forma distinta entre si na janela 3x3 (Figura 6.4-a e Figura 6.4-b).

Outro tipo de codificação das direções de fluxo é a adoção de números representativos do ângulo da direção relativamente a um referencial. Por exemplo, o software TerrSet adota como codificação o ângulo de cada direção em relação ao Norte (vizinho ortogonal superior), indo de 45º até 360º no sentido horário (Figura 6.4-c). A codificação por ângulos é adotada também no software GRASS combinado ao QGIS, quando usado o comando r.fill.dir (opções de saída no estilo GRASS ou ANSWERS), mas a referência do ângulo é a posição leste (vizinho ortogonal direito) e a contagem segue o sentido anti-horário (Figura 6.4-d).

Na mesma ideia de codificação associada a ângulos, alguns softwares adotam para as direções de fluxo números sequenciais como de 1 a 8 no caso do software GRASS combinado ao QGIS quando usados os comandos r.stream.extract, r.water.outlet e r.watershed (Figura 6.4-e), ou de 0 a 7, como no caso do software SAGA combinado ao QGIS (Figura 6.4-f). Os números em si não indicam os ângulos, mas, se multiplicados por 45, passam a representar os ângulos de cada direção. No caso do GRASS-QGIS, esses ângulos são relativos à posição leste e considerando sentido anti-horário – por exemplo, a direção 2 indica 90º (2 x 45) relativamente ao leste. No caso do QGIS-SAGA, esse ângulo é em relação à posição norte e considerando sentido horário.

Os softwares TauDEM e GRASS combinado ao QGIS (via comando r.fill.dir na opção de saída de resultados no formato do modelo hidrológico AGNPS) adotam números também variando de 1 a 8 para as direções de fluxo, mas sem justificativa de associação com ângulos representados pelas direções (Figura 6.4-g e Figura 6.4-h).

Outros softwares não listados aqui podem adotar codificações semelhantes ou distintas das exemplificadas. Em cada caso, recomenda-se ao usuário consultar a documentação do software e do algoritmo para evitar interpretação equivocada.

Qualquer codificação das direções de fluxo pode ser convertida para outra codificação, via o procedimento usual de reclassificação de dados raster, como detalhado no Capítulo 3. Isso é necessário no caso de intercambiar informações de um software para outro, ou para usar as direções de fluxo calculadas por algum software para entrada em um modelo hidrológico que exige outra codificação.

Independente da codificação, usualmente se utiliza uma simbologia de cores para o raster de direções de fluxo que segue um gradiente de cores para as direções na sequência da numeração, mas com tonalidades relativamente bem distintas entre si, como exemplificado na Figura 6.5. Nessa figura, tem-se diferentes níveis de zoom (Figura 6.5-a, Figura 6.5-b, Figura 6.5-c e Figura 6.5-d) sequencialmente até visualizar individualmente os pixels. Para facilitar o entendimento das direções de fluxo, mostra-se esquematicamente as setas correspondentes (Figura 6.5-e e Figura 6.5-f).

Com facilidade, pela interpretação das direções de fluxo na Figura 6.5 pode-se percorrer os caminhos de fluxo que atravessam a região indicada. Por exemplo, partindo do pixel destacado por uma borda vermelha na Figura 6.5-f, o fluxo segue na direção vertical para o vizinho superior e deste novamente na direção vertical, saindo da imagem. Para qualquer pixel escolhido, pode-se realizar esse exercício e caminhar até sair da imagem.

Percebe-se, ainda na referida figura, que há pixels de cabeceira, que são pixels para os quais não há chegada de nenhum fluxo, apenas a drenagem para jusante, como o referido pixel indicado pelo contorno vermelho. Por outro lado, o pixel indicado pelo contorno rosa recebe o fluxo de cinco vizinhos da janela 3x3 ao redor dele.

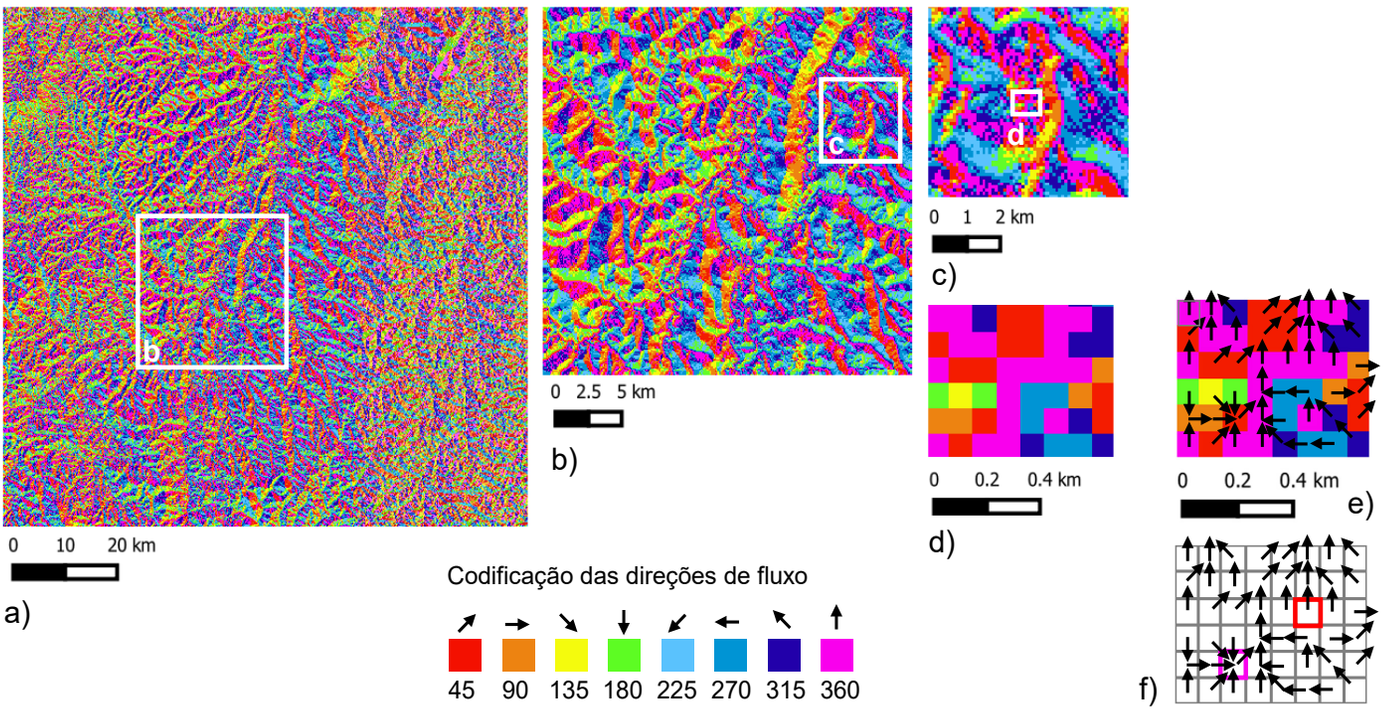


Figura 6.5 - a), b), c), d) Direções de fluxo determinadas a partir do processamento de MDE em diferentes níveis de zoom conforme indicações dos retângulos brancos e as letras correspondentes; e) Representação por setas sobre o raster das direções de fluxo; f) Representação das direções de fluxo apenas por setas.

6.5 Tratamento de pixels de borda

Como é visto nos itens a seguir, existem diversas regras e procedimentos para determinar as direções de fluxo a partir do MDE. Contudo, pixels situados nas bordas da imagem são mais comumente tratados de forma específica, distinta dos demais pixels da imagem. A regra mais comum é impor aos pixels de borda direções de fluxo no sentido para fora da imagem, para que esses pixels representem pontos de saída do escoamento da imagem para regiões externas. Isso ocorre nos algoritmos presentes nos softwares TerrSet (por padrão) e ArcGIS (de forma opcional), por exemplo.

Outros algoritmos calculam as direções de fluxo de pixels da borda em função das elevações dos vizinhos válidos na janela 3x3. Nesse caso, alguns softwares sinalizam de forma diferente quando pixels de borda drenam para pixels vizinhos da imagem (valores positivos de direções de fluxo positivos) em relação a quando pixels de borda drenam para fora da imagem (valores negativos de direções fluxo). Essa consideração é adotada, por exemplo, no algoritmo do comando r.watershed do software GRASS integrado ao QGIS.

6.6 Regra da maior declividade

6.6.1 Definição e visão geral

Um ponto em comum dentre vários algoritmos de obtenção de direções de fluxo é adotar a regra da maior declividade, em conjunto com outras regras específicas a cada algoritmo. Essa regra da maior declividade, conhecida em inglês por steepest descent slope, integra os primeiros algoritmos que abordaram a questão de determinação de direções de fluxo e propuseram as primeiras abordagens D8, nas décadas de 1970 e 1980, como Jenson e Domingue (1988).

Segundo essa regra, deve-se calcular a declividade do pixel em análise em relação a cada um de seus oito vizinhos na janela 3x3. Nesse caso, a declividade é determinada pela diferença de elevações entre o pixel central e o seu vizinho dividida pela distância entre eles (Figura 6.6). Quando o pixel é vizinho segundo uma orientação ortogonal ao pixel central, a distância entre eles é tomada como igual à resolução espacial (Δx), como no caso do pixel 'd' em relação ao pixel central 'p' na referida figura. A distância entre o pixel central e um pixel vizinho diagonal é igual a $\sqrt{2}\cdot\Delta x$, como no caso do pixel 'e' em relação ao pixel central 'd'. A direção de fluxo é atribuída como sendo na direção do pixel vizinho que proporciona a maior declividade.

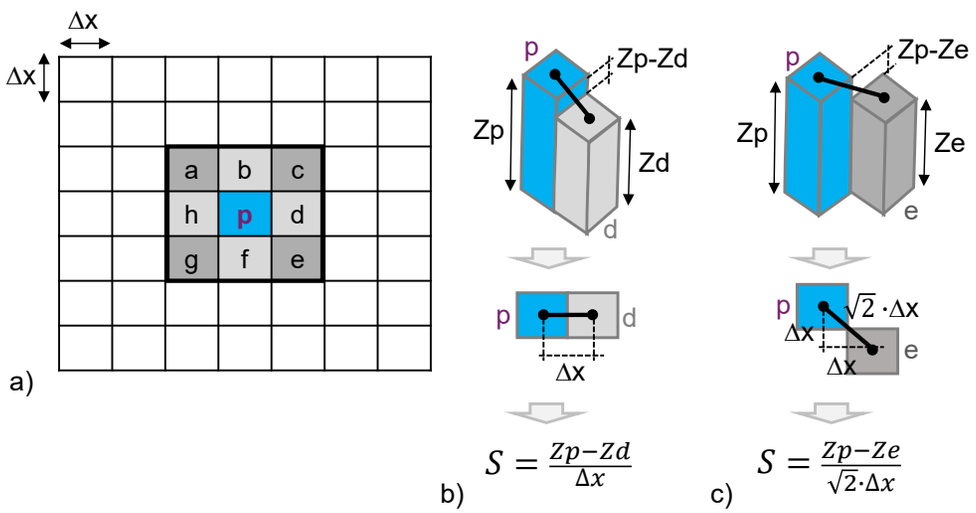


Figura 6.6 - a) Esquema de um MDE de resolução espacial dx, com destaque para os pixels em uma janela 3x3 centrada no pixel p, com quatro vizinhos ortogonais (b, d, f, h) e quatro vizinhos diagonais (a, c, e, g); b) Indicação do cálculo da declividade do pixel central 'p' em relação ao vizinho ortogonal 'd', em função da diferença de elevação e da distância entre eles; c) Indicação do cálculo da declividade do pixel central 'p' em relação ao vizinho diagonal 'd', em função da diferença de elevação e da distância entre eles.

A aplicação da regra da maior declividade é exemplificada numericamente no recorte de um MDE mostrado na Figura 6.7. Para o pixel A desse exemplo, a adoção da regra da maior declividade no contexto da abordagem D8 leva a decidir a direção no sentido diagonal inferior direita, devido à maior declividade proporcionada pelo pixel vizinho correspondente a essa direção (declividade de 0,06 m/m; Figura 6.8-a). Se fosse adotada uma abordagem do tipo D4, os pixels em diagonal seriam desprezados e, logo, a direção de fluxo desse pixel A seria no sentido horizontal direita, por proporcionar a maior declividade dentre os quatro vizinhos ortogonais (0,02 m/m; Figura 6.8-b).

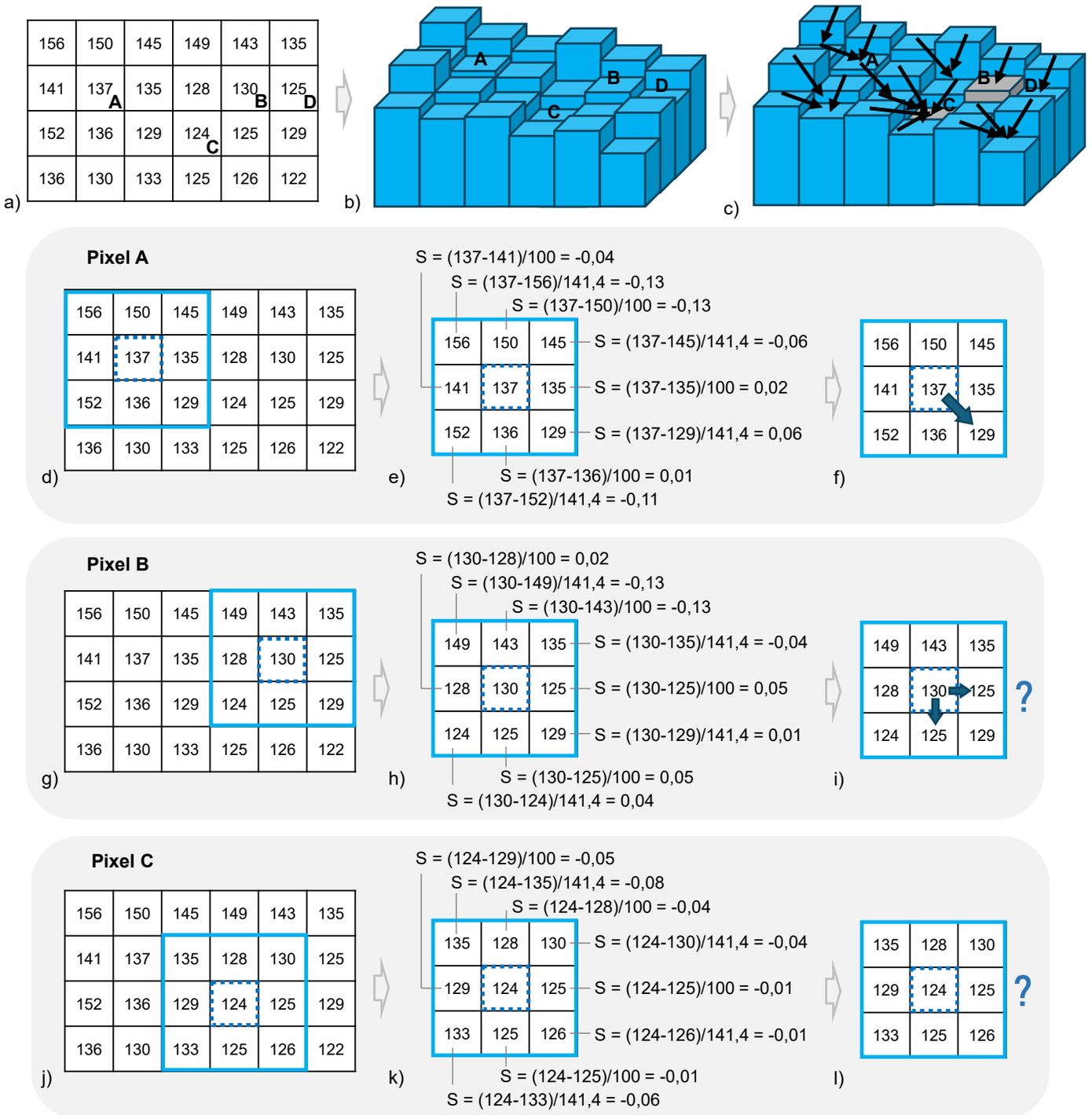


Figura 6.7 - a) MDE com indicação da elevação em metros e destaque para três pixels A, B, C; b) Visualização tridimensional do MDE; c) Indicação das direções de fluxo derivadas do MDE a partir unicamente da regra da maior declividade; d),e),f) Detalhamento da determinação da direção de fluxo do pixel A, com cálculo da declividade S entre esse pixel e cada um dos seus oito vizinhos da janela 3x3; g),h),i) Idem para o pixel B; j),k),l) Idem para o pixel C.

Ainda para o pixel A do exemplo anterior, ao considerar a abordagem de direções múltiplas com um procedimento como o proposto por Quinn et al. (1991) ou por Freeman (1991), seriam atribuídas três direções de fluxo a esse pixel, por haver três pixels vizinhos que proporcionam declividades positivas, isto é, tem menor elevação do que ele (Figura 6.8-c). Mas há variações entre os métodos de direções múltiplas propostos na literatura, como o procedimento de Tarboton (1997), que admite no máximo duas direções múltiplas para cada pixel.

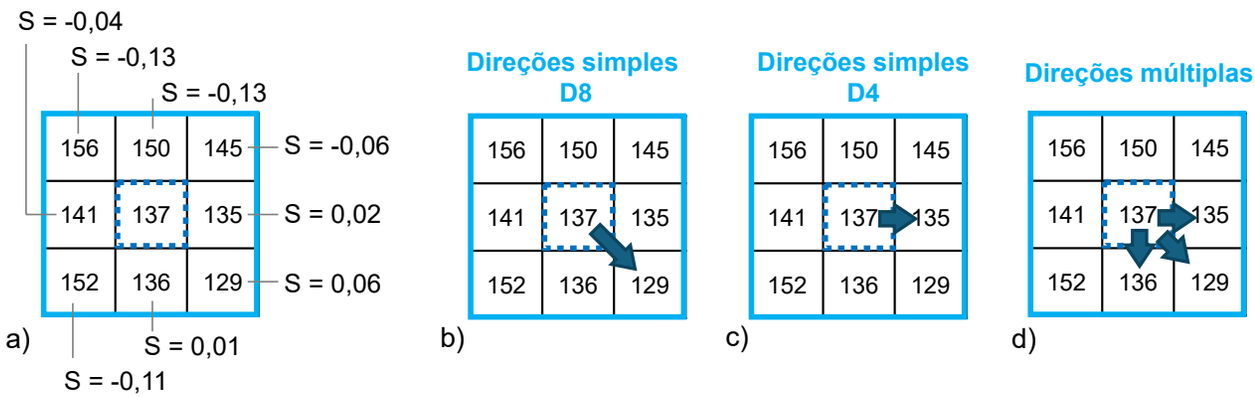


Figura 6.8 - Exemplo de atribuição de direção de fluxo para um pixel de um MDE (pixel central tracejado) em função das declividades calculadas relativas aos pixels vizinhos da janela 3x3 (a), considerando abordagem de direções simples D4 (b), D8 (c) e de direções múltiplas (d).

6.6.2 Situações não resolvidas pela regra da maior declividade

Em geral, considerando a abordagem D8, a grande maioria dos pixels de um MDE já tem a direção de fluxo resolvida apenas com a aplicação da regra da maior declividade. No caso do exemplo da Figura 6.7, 21 dos 24 pixels foram resolvidos com essa regra, dentre eles o pixel A. Nesse exemplo, adotou-se a simplificação de que pixels de borda da imagem tiveram as declividades analisadas em relação aos pixels vizinhos existentes e a direção de fluxo foi decidida apenas com base nisso. Apenas os pixels indicados pelas letras B, C e D não tiveram as direções de fluxo resolvidas diretamente pela regra da maior declividade.

Dois pixels do exemplo da Figura 6.7 não situados na borda da imagem apresentaram uma indefinição na determinação das direções de fluxo (pixel B e pixel C), além do pixel de borda D. Isso ocorre porque duas condições precisam simultaneamente existir para que a regra da maior declividade consiga definir a direção de fluxo de um pixel: 1) ter pelo menos um pixel vizinho que proporcione declividade positiva, isto é, tenha elevação inferior ao pixel em análise; 2) não ocorra empate entre as maiores declividades proporcionadas por pixels vizinhos.

No caso 1, a condição não é atendida quando ocorrem duas situações. A primeira situação é quando o pixel é inferior a todos seus vizinhos e, logo, ele representa uma área mais baixa do terreno relativa à vizinhança, usualmente chamada de depressão espúria (ou pit, em inglês). Este é o caso do pixel C da Figura 6.7, cuja declividade em relação a qualquer pixel vizinho é negativa. Um caso mais complexo é quando há um conjunto de pixels rodeados por uma vizinhança de pixels de maior elevação, o que configura uma região inteira de depressão e não um pixel isolado.

Independente se de fato cada depressão (a nível de pixel ou de uma região maior) existe na topografia real ou se é causada por artefatos presentes no MDE, é preciso um tratamento específico desse tipo de situação para obter caminhos de fluxo contínuos.

A segunda situação que fere a condição 1 é quando não há nenhum pixel vizinho de elevação inferior ao central, mas há um ou mais pixels de mesma elevação ao central. Isso significa que se trata de uma área plana (declividade nula), necessitando também de regras adicionais para resolver a direção de fluxo. Esse é o caso do pixel D da Figura 6.7, que tem elevação 125 m e o vizinho mais baixo também tem mesma elevação, logo declividade nula. Porém, como o pixel D está na borda da imagem, poderia ser tratado de forma distinta, já impondo direção de fluxo para fora da imagem. Analogamente ao caso das depressões, pode haver toda uma região formada por um conjunto de pixels configurada como uma área plana.

O caso 2 não é atendido quando dois ou mais pixels proporcionam igual declividade positiva, provocando um empate na definição da maior declividade. O pixel B da Figura 6.7 é um exemplo desta situação. Dois dos seus vizinhos proporcionaram uma declividade de 0,05 m/m, maior do que todos os demais vizinhos. Regras adicionais precisam ser adotadas para resolver esse empate, em geral para decidir para qual dos dois pixels vizinhos segue a direção de fluxo.

Em síntese, com a aplicação da regra da maior declividade, quatro situações distintas podem ocorrer (Tabela 6.1). A primeira situação é a das depressões simples, configuradas por pixels cujos vizinhos tem menores elevações e, portanto, todas as declividades calculadas são negativas. Outra situação é dos pixels que configuram área plana, já que a máxima declividade em relação a algum dos vizinhos é nula.

Tabela 6.1 - Descrição das situações possíveis de ocorrerem ao analisar as declividades de um pixel em relação a seus 8 vizinhos, segundo a aplicação da regra da maior declividade visando a definição da direção de fluxo.

Condição das declividades analisadas relativamente aos 8 vizinhos	Interpretação da situação	Procedimento para atribuição de direção de fluxo
Todas as declividades são negativas	Pixel é uma depressão simples	Necessidade de regras e procedimentos adicionais, que variam conforme os diferentes algoritmos existentes
A declividade máxima é nula (para um ou mais vizinhos)	Pixel configura uma área plana com esse(s) vizinhos (s)	
A declividade máxima é positiva, porém ocorre para dois ou mais vizinhos	Há empate entre as maiores declividades positivas	
A declividade máxima é positiva e ocorre de forma única para um vizinho	Identificação clara da maior declividade positiva	Direção de fluxo no sentido dessa maior declividade positiva

A terceira situação é quando há declividades positivas, mas o valor máximo fica empatado entre dois ou mais vizinhos. A quarta situação é quando há uma declividade positiva com valor máximo distinto das demais declividades. Apenas esta última situação representa um caso que diretamente resulta na definição da direção de fluxo. Todas as três situações anteriores requerem tratamento e adoção de passos adicionais para definir a direção do fluxo, segundo regras, critérios e métodos que variam dentre os diversos algoritmos existentes.

Na Figura 6.9 é mostrado um MDE derivado dos dados do SRTM 30 para uma região no sul do país, em grande parte localizada na bacia hidrográfica do rio Ijuí. Na mesma figura, mostra-se a identificação dos pixels segundo o tipo de resultado obtido com a aplicação da regra da maior declividade. Esse MDE tem 2.215 linhas e 2.839 colunas, o que totaliza em torno de 6,3 milhões de pixels. Segundo análise das declividades em relação aos 8 vizinhos da janela 3x3, cerca de 88,1% dos pixels tem um pixel vizinho que propicia declividade máxima positiva e distinta dos demais vizinhos. Ou seja, para 88,1% dos pixels, com a regra da maior declividade seria possível diretamente definir a direção de fluxo para um dos 8 vizinhos.

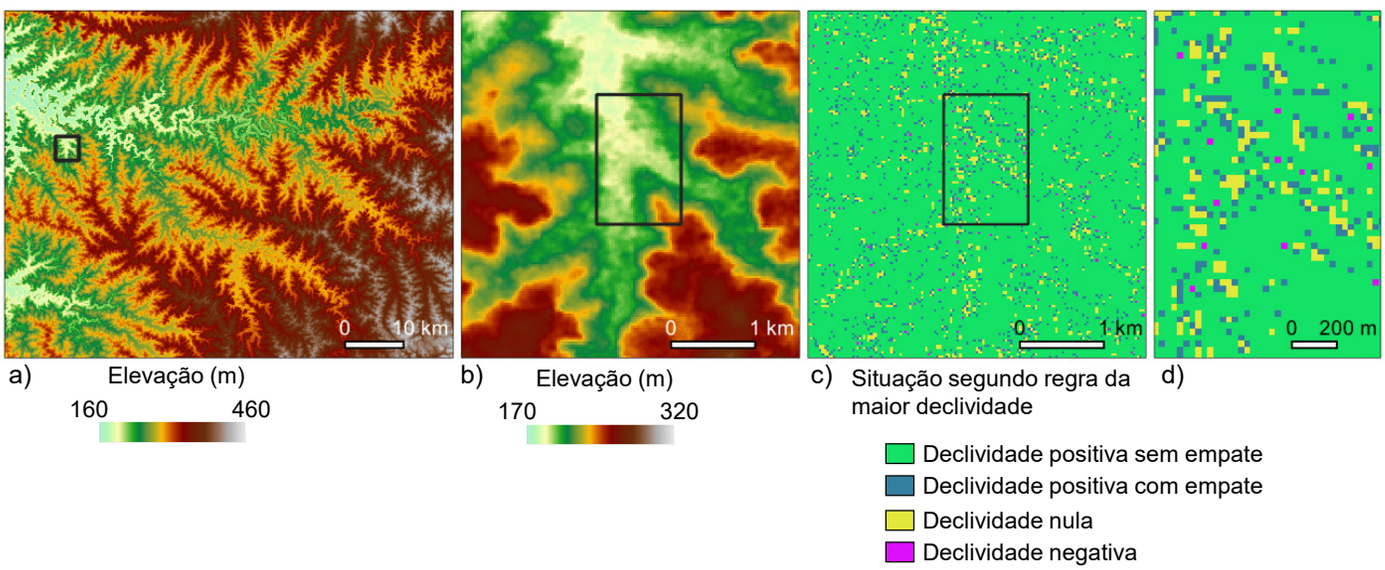


Figura 6.9 - a) MDE do SRTM 30 para uma área no sul do país; b) Detalhe do MDE para a área indicada no retângulo em a); c) Classificação dos pixels segundo a situação em termos de declividade máxima relativa aos 8 vizinhos na janela 3x3 (na área destacada pelo retângulo em a); d) Detalhe da classificação dos pixels para a área indicada pelo retângulo em c).

No referido exemplo, para os 11,9% restantes dos pixels, são necessárias outras regras de análise e decisão para atribuição das direções de fluxo. Esse percentual se distribui em três categorias. Uma categoria é formada por cerca de 6,8% dos pixels e caracterizada como pixels que tem vizinhos que oferecem declividade positiva, porém há empate entre dois ou mais vizinhos em termos de declividade máxima. Outra categoria se refere a 4,8% dos pixels cuja declividade máxima em relação aos 8 vizinhos é nula, ou seja, configura-se como área plana. Essa categoria tem maior tendência de se concentrar nas áreas de vales e principalmente ao longo da largura dos rios, caso os rios tenham largura de dimensões superiores ao tamanho do pixel. A categoria restante é a dos pixels que representam depressões simples, ou seja, todas as declividades em relação aos 8 vizinhos são negativas. Nesse exemplo, isso abrange aproximadamente 0,3% dos pixels do MDE.

6.6.3 Tratamento especial para situações específicas

A análise do exemplo da Figura 6.9 evidencia com um caso real como a ocorrência de pixels que não tem direções de fluxo resolvidas diretamente pela regra da maior declividade é uma minoria, em geral. Mas essa minoria é a que demanda maior esforço computacional e criativo para proposição de soluções, principalmente o grupo de menor ocorrência, que são as áreas de depressão. Esses percentuais vão variar em cada área de estudo conforme o tipo de relevo e a fonte de dados topográficos, mas um padrão geral desse tipo é esperado na maior parte dos casos. Além disso, ressalta-se que, dependendo do algoritmo utilizado, a resolução dos pixels que configuram empates, áreas planas ou depressões pode envolver a redefinição de direções de fluxo de pixels que, a princípio, já estavam com direção definida segundo a regra da maior declividade.

Um exemplo clássico é quando a análise mais aprofundada indica que vários pixels devem ser agrupados e tratados como uma grande área de depressão. Vários desses pixels que passam a integrar essa depressão podem ter apresentado uma declividade máxima positiva em relação aos vizinhos e ter recebido a atribuição de direção de fluxo diretamente a partir da regra da maior declividade. Mas na análise mais ampla do contexto em que ele se insere, toda a região no entorno foi configurada como uma depressão e precisa ser conjuntamente avaliada e resolvida, revendo eventualmente as direções de fluxo de pixels já resolvidos, a princípio.

O tratamento dessas situações não resolvidas pela regra da maior declividade, principalmente envolvendo a questão das depressões do terreno e as áreas planas, e a posterior necessidade de resolver áreas maiores consideradas depressões são a principal justificativa para a existência de dezenas de algoritmos distintos propostos na literatura desde as décadas de 1970 e 1980 e que continuam sendo alvo de pesquisas atualmente.

A outra grande motivação para o aprimoramento de algoritmos de direções de fluxo é propor métodos mais eficientes computacionalmente, capazes de lidar com maior quantidade de pixels, tanto em termos de armazenamento quanto de velocidade de processamento de dados. Esses tópicos são abordados nos itens seguintes.

6.7 Depressões do terreno

6.7.1 Ocorrência e tipos de depressões do terreno

Pode ser considerado inevitável que, ao representar uma superfície contínua como o terreno por valores dispostos em uma grade como o MDE alguns desses elementos da grade sejam rodeados por vizinhos de maior valor (Burrough e McDonnell, 1998). As depressões podem ser representações realísticas de como é a superfície, isto é, de fato podem existir áreas rebaixadas relativamente à vizinhança ao redor, ou serem artefatos relacionados ao processo de aquisição, processamento e representação dos dados topográficos na forma do MDE.

Por exemplo, áreas de vales estreitos nas quais a largura do fundo do vale é menor do que o tamanho do pixel tendem a provocar a ocorrência de depressões do tipo artefato no MDE (Burrough e McDonnell, 1998). Por outro lado, depressões naturais podem ser típicas de determinadas regiões. Um exemplo são as formas de relevo denominadas dolinas, resultantes de rochas calcárias e caracterizadas como depressões naturais de formato circular ou elíptico, muito presentes na região da bacia hidrográfica do rio Pelotas e em outras áreas no sul do país (Maciel Filho et al., 2013).

Quando há apenas um pixel integrando a depressão do terreno, ela é dita depressão simples ou espúria. Quando

a depressão é constituída por um grupamento de pixels, rodeados por pixels vizinhos de maior elevação, configura-se uma depressão múltipla.

6.7.2 Abordagens para tratamento das depressões do terreno

O tratamento das depressões do terreno é uma das maiores preocupações quando da proposição de algoritmos para determinar direções de fluxo, independente de as depressões serem de origem natural ou artefatos do MDE. A presença de depressões, sejam simples, formadas por um único pixel rodeado por vizinhos de maior elevação, sejam formadas por um grupamento de pixels, impede a continuidade do caminhamento do fluxo de água derivado a partir do MDE. Há uma indeterminação sobre para onde segue o fluxo que chega ou origina na depressão. Foge ao escopo deste livro detalhar algoritmos específicos que lidam com a questão, mas apenas ilustrar a problemática e comentar em linhas gerais como os algoritmos procuram resolver.

Dois procedimentos são mais comuns de serem usados para tratar depressões do terreno, nos algoritmos que adotam a regra da maior declividade. Um deles é o preenchimento das depressões, conhecido em inglês por pit filling. Essa abordagem consiste em artificialmente aumentar a elevação dos pixels que fazem parte da depressão até uma altura equivalente à menor elevação dos pixels vizinhos (Figura 6.10-a). Com essa modificação, tem-se uma área plana e regras são aplicadas para determinar as direções de fluxo desses pixels modificados.

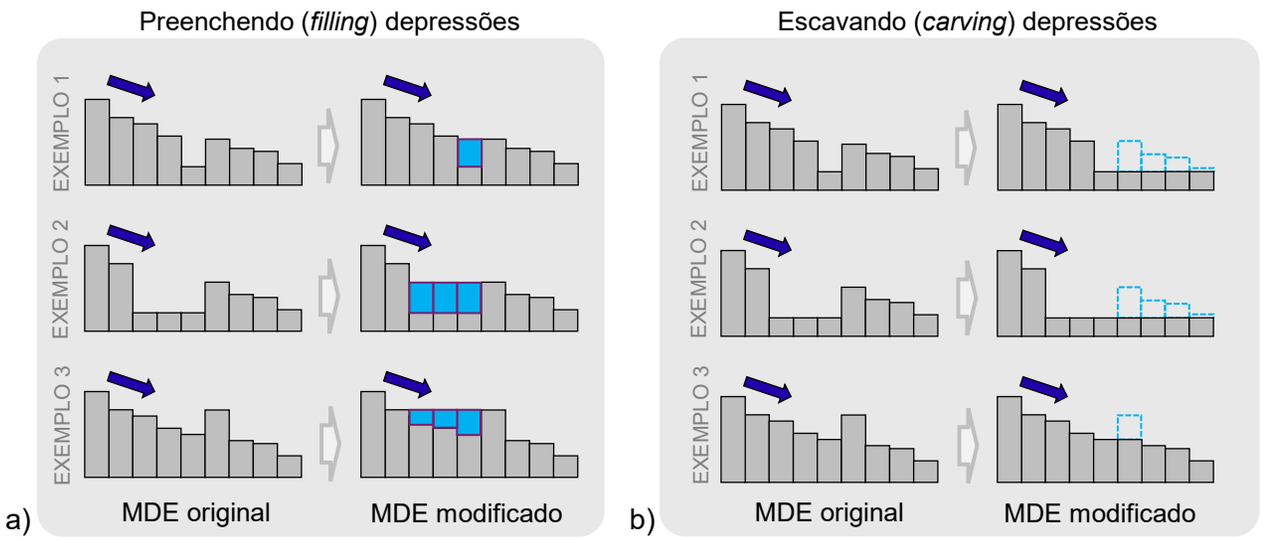


Figura 6.10 - Esquema simplificado de funcionamento dos procedimentos de preenchimento (a) e de escavação (b) adotados por algoritmos de remoção de depressões para determinação de direções de fluxo a partir do MDE.

O outro tipo principal de procedimento para tratar depressões do terreno é o de escavar pixels no entorno da vizinhança para achar uma saída para o fluxo dessa região (Figura 6.10-b), cujo termo em inglês preferencial é carving.

Segundo os exemplos simplificados ilustrados na Figura 6.10, percebe-se, intuitivamente, que há situações em que o preenchimento das depressões parece ser opção mais recomendada, por necessitar de pouca intervenção e mo-

dificação no MDE, como no caso do exemplo 1. Mas, percebe-se também que há outras situações de maior impacto de modificações, como nos exemplos 2 e 3. Neste último, particularmente, a proposta de escavar para encontrar uma saída parece muito mais interessante.

Os exemplos da referida figura são representações esquemáticas unidimensionais e muito simplificadas das situações reais que acontecem envolvendo configurações de depressões do terreno em MDEs. Essas situações alcançam diferentes níveis de complexidade e tem motivado a diversidade e o aprimoramento de algoritmos para trabalhar essa questão. Alguns realizam a combinação de ações de preenchimento e de escavação, com variadas regras e critérios para a aplicação dessas ações. De forma geral, recomenda-se usar algoritmos que buscam a minimização de modificações do MDE no tratamento das depressões do terreno, ou seja, algoritmos que conseguem resolver as diferentes situações com o menor impacto possível sobre as elevações originais presentes no MDE.

A partir do MDE modificado pelo tratamento das depressões do terreno, outras regras de decisão para atribuir as direções de fluxo da região são estabelecidas nos diferentes algoritmos. O detalhamento em particular de diferentes algoritmos existentes na literatura foge ao propósito deste livro, e o leitor é recomendado a ver trabalhos como de Buarque et al. (2009) e Siqueira et al. (2016). Porém, para dar uma ideia mais concreta de como lidar com o tratamento de depressões até a resolução final das direções de fluxo, exemplifica-se na Figura 6.11 alguns procedimentos que remontam aos algoritmos mais simples baseados nos pioneiros propostos na década de 1980.

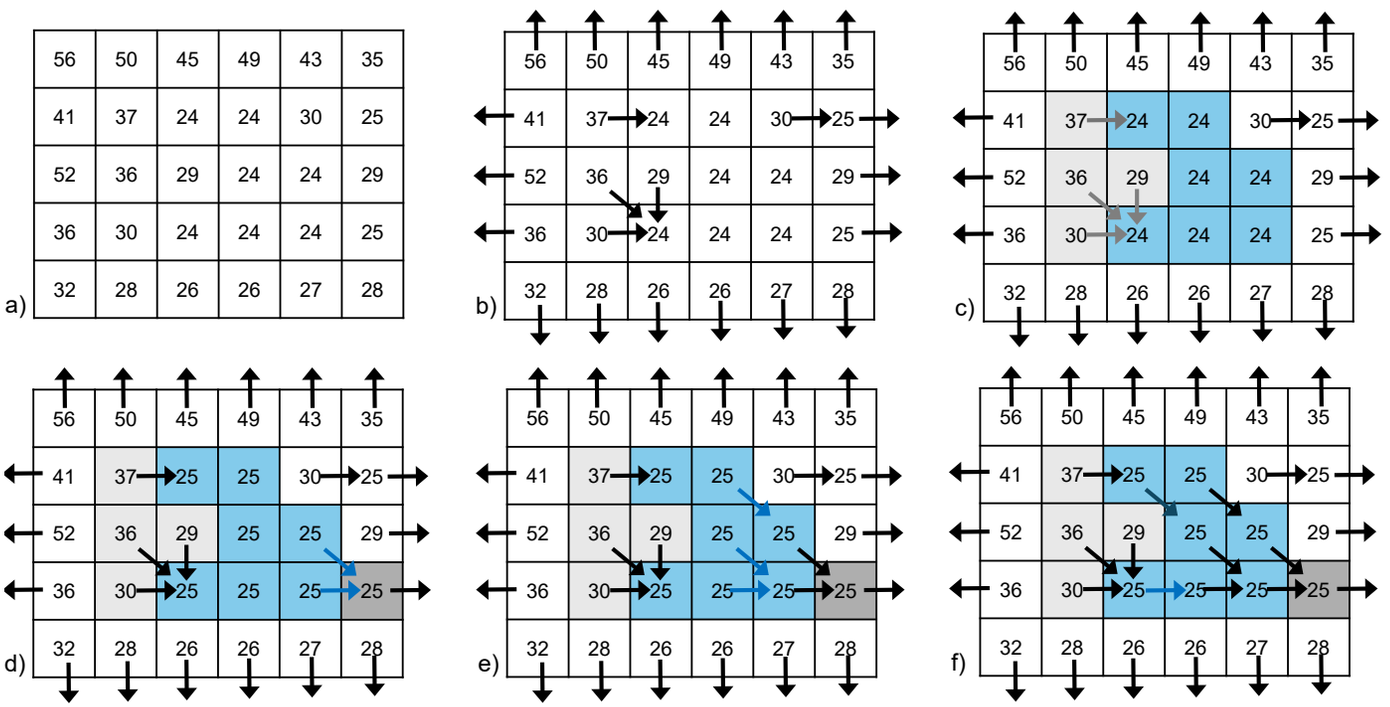


Figura 6.11 - a) Modelo digital de elevação (em metros); b) Direções de fluxo determinadas diretamente pela regra da maior declividade, com pixels de borda drenando ortogonalmente para fora da imagem; c) Indicação de pixels integrantes de uma depressão (em azul) e dos pixels vizinhos cujas direções drenam para a depressão (em cinza claro); d) Identificação do pixel de vizinhança da depressão com elevação mais baixa (em cinza escuro; pixel exutório da depressão) e atribuição da direção de fluxo de pixels da depressão diretamente para esse pixel exutório; e), f) Atribuição sequencial de direções de fluxo para pixels da depressão vizinhos àqueles da depressão com direção já definida.

Para o MDE da Figura 6.11-a, composto por 30 pixels, as direções de fluxo dos 18 pixels de borda foram atribuídas no sentido ortogonal para fora da imagem e aos 12 demais pixels se aplicou a regra da maior declividade (Figura 6.11-b). Dentre esses 12 pixels, 5 tiveram direção de fluxo resolvida e 7 se caracterizam como uma região de depressão plana (pixels em azul na Figura 6.11-c), circundada por vizinhos de maior elevação.

Ao identificar uma depressão, os pixels que drenam para essa região de indefinição do caminhamento do fluxo têm a direção de fluxo colocada em suspeição (setas em cinza). Essas direções de fluxo podem ser reavaliadas e alteradas, a depender de especificidades de cada algoritmo. Isto ocorre porque a solução dos pixels de depressão pode tornar a direção de fluxo de alguns desses pixels de vizinhança inadequada, formando um caminho sem saída, como um curto-circuito, por exemplo.

Para resolver os pixels da depressão, uma regra simples envolve como primeiro passo identificar o pixel de vizinhança à depressão que apresenta a menor elevação. No exemplo em questão, o vizinho de menor elevação é o pixel de elevação 25 metros (destacado em cinza escuro na Figura 6.11-d). Tal pixel é considerado o exutório da depressão, ou seja, o ponto pelo qual sai o fluxo da depressão.

Todos os pixels da depressão são então elevados até esse mesmo valor (25 m), segundo um modo clássico de resolver esse tipo de depressão. Na sequência, dentre esses pixels modificados para a elevação 25 m, são identificados os que são vizinhos imediatos àquele destacado em cinza escuro, que é o pixel vizinho externo à vizinhança com a menor elevação (pixel exutório da depressão).

Os pixels identificados no passo anterior têm direção atribuída no sentido do pixel exutório (setas azuis na Figura 6.11-d). Em seguida, os demais pixels da região de depressão vizinhos a esses que foram recém atribuídos direções têm também direção resolvida, apontando para esses vizinhos já definidos. Esse esquema se repete progressivamente até abranger todos os pixels da depressão (setas azuis indicadas na Figura 6.11-e e na Figura 6.11-f). Formam-se, com isso, caminhos de fluxo que drenam toda a região da depressão no sentido do pixel exutório da depressão.

Nesse exemplo, as direções de fluxo dos pixels vizinhos à depressão e que drenam para a depressão, as quais foram colocadas em suspeição inicialmente, não precisam ser alteradas, já que formam caminhos de fluxo aceitáveis após adentrarem à depressão.

6.7.3 MDE sem depressões do terreno

O resultado do processamento de tratamento das depressões do terreno é o chamado MDE sem depressões. Termos em inglês usuais para esse raster são 'pit-free DEM' e 'depressionless DEM', sendo DEM (Digital Elevation Model) a sigla equivalente para MDE. Como comentado no Capítulo 4, alguns autores consideram que esse MDE sem depressões é um MDE hidrologicamente consistido. Outros autores consideram que o conceito de MDE hidrologicamente consistido se refere a um tratamento do MDE mais profundo, com a incorporação de traçados vetoriais de rios, pelo procedimento de stream burning, descrito no Capítulo 7.

Independente do algoritmo usado para tratar e remover depressões do terreno, em geral o usuário não consegue perceber diferenças entre o MDE original e o MDE sem depressões comparando-os visualmente. Isso ocorre por dois motivos principais. Primeiro, a quantidade de pixels identificados como depressões é uma fração em geral muito pequena do total de pixels do MDE, como visto no item anterior. O segundo motivo é porque as modificações realizadas nas elevações são na maioria pequenas o suficiente para não aparecerem destacadas visualmente considerando uma deter-

minada simbologia gradual de cores associada ao MDE. Em outras palavras, os padrões espaciais gerais de variabilidade topográfica não são alterados pela remoção das depressões.

O MDE modificado pelo processo de remoção de depressões não deve ser usado como dado topográfico de forma geral e irrestrita, a não ser que especificamente se deseje trabalhar justamente com esse MDE. Essa ressalva é independente de qual algoritmo tenha sido empregado para a remoção de depressões. Pois as modificações realizadas no MDE são alterações artificiais, com o objetivo explícito de determinar as direções de fluxo para que se formem caminhos de fluxo contínuos. Quais pixels são modificados e em que medida tem as elevações alteradas depende de cada algoritmo utilizado. A representação topográfica da região continua sendo o MDE sem essas modificações, embora apresente imperfeições, incertezas e erros associados.

Em algumas situações específicas, explicitamente é necessário ou recomendado ter o MDE sem depressões como dado de entrada. Um exemplo clássico nesse sentido é a determinação das direções de fluxo, como já mencionado. Em outras aplicações, como a estimativa de tempos de viagem do escoamento a partir do MDE, também se recomenda usar o MDE sem depressões. Nesse caso, a existência de depressões implica em declividades negativas e a consequente indefinição de tempos incrementais de viagem do escoamento entre esses pixels que constituem a depressão. Um exemplo oposto é para a estimativa, a partir do MDE, da curva cota-área-volume de um lago formado pela construção de um reservatório. Nessa aplicação, a recomendação é usar o MDE original e não o MDE alterado artificialmente pelo tratamento das depressões do terreno, já que o primeiro é, de fato, a representação topográfica do terreno que é inundado.

Um exemplo real de um MDE processado para eliminar as depressões do terreno é mostrado na Figura 6.12, para a região da bacia do rio Icamaquã, tributário do rio Uruguai, no sul do país. A Figura 6.12-a mostra o MDE do SRTM 90 com a delimitação da bacia hidrográfica, enquanto a Figura 6.12-b e a Figura 6.12-c mostram um detalhe de parte do MDE sem depressões obtido por dois procedimentos distintos, que são o algoritmo disponível no comando r.fill.dir do software QGIS e o algoritmo disponível no software TerrSET, respectivamente. O primeiro método trabalha apenas com o preenchimento de depressões, enquanto o segundo usa uma abordagem que modifica o MDE na presença de depressões segundo uma técnica de caminhos de mínimo custo, combinando ações de aumento e de redução de elevação dos pixels.

Na Figura 6.12-d e na Figura 6.12-e tem-se o raster das diferenças entre o MDE sem depressões e o MDE original segundo os dois algoritmos utilizados. Na Figura 6.12-f e Figura 6.12-g, são apresentados esses rasters de diferenças reclassificados para destacar se a modificação foi de aumento ou de redução das elevações.

Nesse exemplo, pelo método do QGIS-r.fill.dir, todas as diferenças são positivas e alcançaram até 9 m ao longo de toda a bacia. Isso significa que houve depressões para as quais foi necessário aumentar artificialmente as elevações dos pixels por até 9 m para eliminá-las. Com o método do TerrSet, tem-se tanto áreas com diferenças positivas (aumentos de até 3 m nas elevações) quanto diferenças negativas (reduções de elevações de até quase 13 m), embora maior predominância de áreas com diferenças negativas. As reduções de elevações provocadas pelo algoritmo do TerrSET ocorrem principalmente nos pixels alinhados com os caminhos principais da rede de drenagem. Pela tendência de procurar esse caminhamento com gradiente topográfico positivo, as elevações acabam sendo alteradas com maior intensidade em termos de redução de valores.

O comparativo entre MDE original e MDE modificado e entre os dois algoritmos é bem ilustrado com o traçado dos perfis transversais (Figura 6.13), referentes ao transecto A-B indicado na Figura 6.12. Percebe-se como no caso do algoritmo do QGIS-r.fill.dir apenas houve modificações para aumento das elevações, como nos trechos indicados pelas letras P, Q, R e S. No processamento realizado no TerrSET, houve predomínio de redução de elevações, como nos trechos R e S, mas também houve ocorrência de aumento de elevações (trecho P). O trecho Q não foi alterado pelo algoritmo

do TerrSET, possivelmente porque encontrou-se uma saída de fluxo para os pixels desse trecho via pixels no espaço ao redor não alinhados pelo transecto – a análise pelo transecto é restrita aos pixels situados ao longo desse alinhamento e, portanto, oferece uma visão limitada do resultado do tratamento das depressões do terreno.

Esse exemplo da bacia do rio Icamaquã também serve para ilustrar como as modificações do MDE em função da presença de depressões alcançam uma fração pequena da área total. Nesse caso, o total de pixels modificados pelo processo de remoção de depressões representa 6,9% da bacia do rio Icamaquã quando do uso do algoritmo presente no QGIS-r.fill.dir, todos com modificação do tipo preenchimento. Quando o TerrSet foi usado, 3,0% dos pixels da bacia foram alterados, sendo que 2,1% deles com redução da elevação e 0,9% com aumento da elevação.

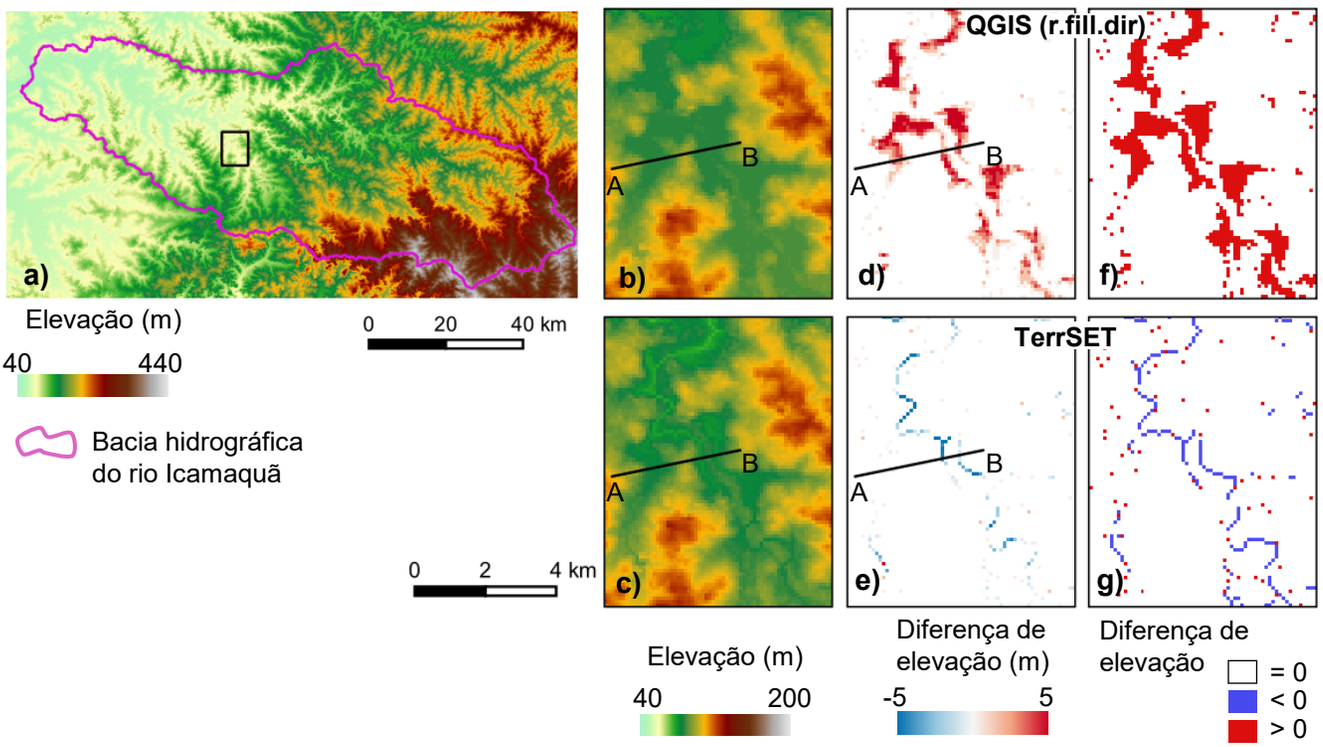


Figura 6.12 - a) MDE da região da bacia do rio Icamaquã (sul do país) proveniente dos dados SRTM 90; b), c) MDE sem depressões obtido pelo QGIS-r.fill.dir e pelo TerrSET, respectivamente, para a região indicada pelo retângulo em a); d), e) Raster das diferenças entre o MDE sem depressões (obtido pelo QGIS-r.fill.dir e pelo TerrSET, respectivamente) e o MDE; f), g) Classificação do raster das diferenças entre o MDE e cada um dos MDE sem depressões.

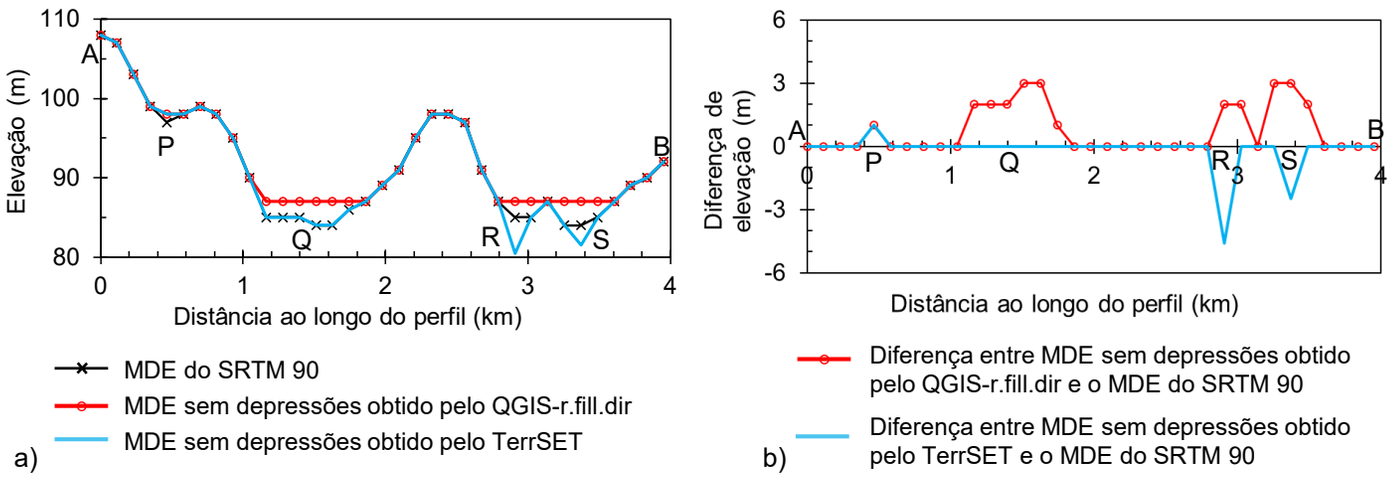


Figura 6.13 - a) Perfil das elevações ao longo do transecto A-B indicado na Figura 6.12, considerando o MDE original e o MDE sem depressões obtido por dois algoritmos diferentes; b) Perfil das diferenças de elevação entre MDE sem depressões e MDE original ao longo do mesmo transecto.

6.8 Áreas planas e áreas com empates entre declividades máximas

6.8.1 Origem das áreas planas em um MDE

Áreas planas podem ser definidas como aquelas cujo gradiente topográfico local é nulo e podem ocorrer em um MDE como resultado da própria característica da topografia da região ou ser resultante de incertezas, erros e outras questões técnicas associadas à aquisição de dados e elaboração do MDE (Barnes et al., 2014).

Como visto no item anterior, o tratamento de depressões do terreno pelo procedimento de preenchimento também pode resultar na formação e/ou aumento de áreas planas. Seja o exemplo do MDE do SRTM 30 de parte da bacia hidrográfica do rio Ijuí, no sul do país, já trabalhado na Figura 6.9. Esse MDE tem 2215 linhas e 2839 colunas e totaliza em torno de 6,3 milhões de pixels. Como visto anteriormente, pela análise das declividades relativas aos 8 pixels vizinhos da janela 3x3, 4,8% dos pixels configuraram uma indefinição da direção de fluxo por apresentar declividade máxima nula em relação aos vizinhos, ou seja, uma área plana localizada. Ao tratar a remoção das depressões pelo procedimento de preenchimento, o MDE resultante desse processo apresenta 10,6% dos pixels como áreas planas localizadas.

O preenchimento das depressões mais do que dobrou a quantidade de pixels que integram áreas planas. A visualização da localização dessas áreas planas evidencia a grande concentração ao longo do caminhamento principal da rede de drenagem e das áreas de planícies de inundação (Figura 6.14). No MDE modificado pelo preenchimento, não mais acontece a situação de declividade negativa, já que todas as depressões foram removidas.

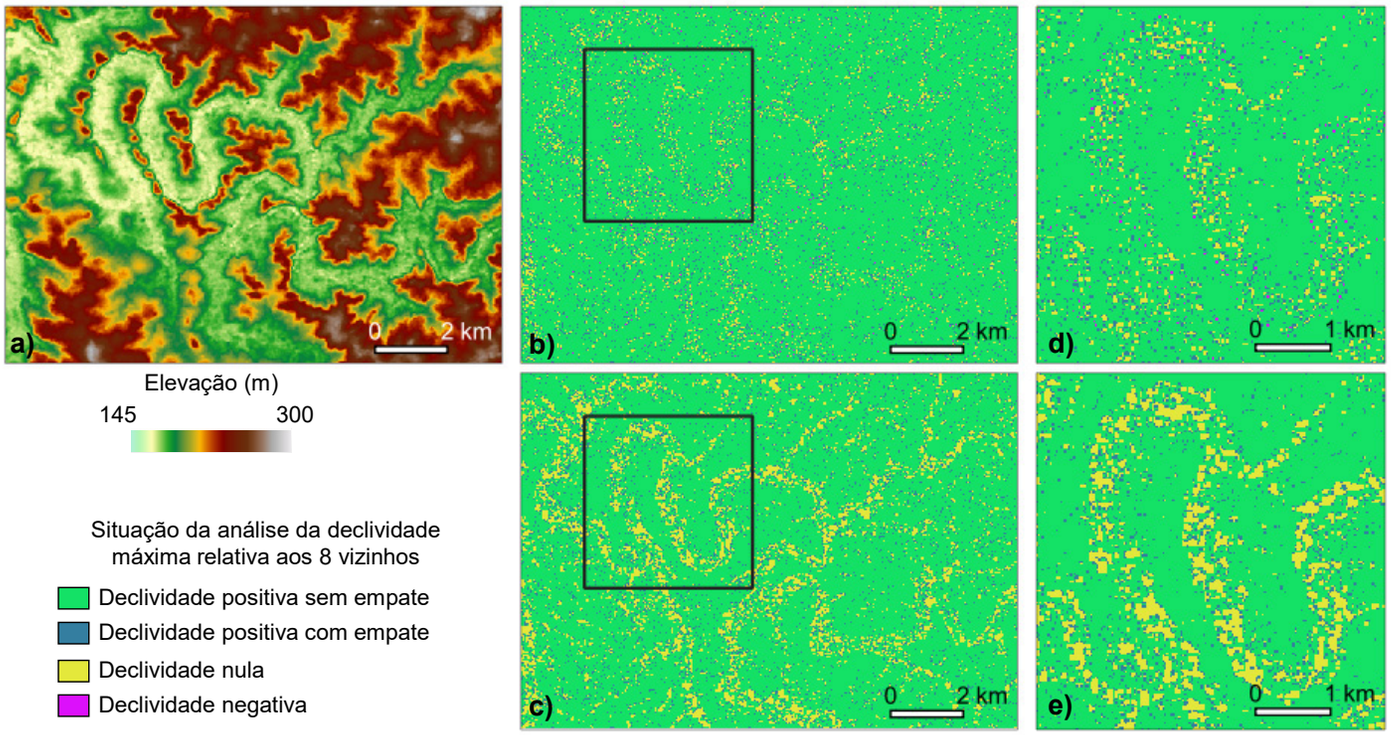


Figura 6.14 - a) Parte do MDE do SRTM da bacia hidrográfica do rio Ijuí mostrado na Figura 6.9; b), c) Classificação dos pixels segundo a análise da declividade máxima relativa aos 8 vizinhos aplicada, respectivamente, ao MDE original e ao MDE modificado pelo preenchimento das depressões; d), e) Detalhe da classificação exibida em b) e c), respectivamente, conforme indicação do retângulo preto.

6.8.2 Empates entre direções de fluxo candidatas

Na análise individual de um pixel em relação aos seus 8 vizinhos da janela 3x3, se a máxima declividade é nula, tem-se uma área plana. É uma situação de indefinição da direção de fluxo. Apenas com base nas elevações dos pixels e na aplicação da regra da maior declividade, não se consegue definir a direção de fluxo.

Uma situação similar ocorre mesmo quando não se configura uma área plana. Quando da aplicação da regra da maior declividade para determinação das direções de fluxo, outra situação de indefinição é a ocorrência de dois ou mais pixels vizinhos que proporcionam a mesma máxima declividade positiva. Diz-se, nesse caso, que há um empate entre as direções candidatas em potencial.

Em ambos os casos, a análise das elevações pela regra da maior declividade não é suficiente para o estabelecimento das direções de fluxo visando obter continuidade dos caminhos de fluxo ao longo da imagem. São necessários procedimentos e regras adicionais para resolver essas indefinições, de forma razoável e consistente.

6.8.3 Abordagens para resolver áreas planas e de empates entre direções candidatas

Assim como no caso das depressões do terreno, existem inúmeros algoritmos que resolvem de forma distinta tanto os casos de áreas planas quanto os casos de empates entre direções candidatas em potencial. Foge ao escopo deste livro detalhar diversos algoritmos existentes.

Os primeiros algoritmos do tipo D8 propostos na literatura adotam um procedimento simplificado para resolver a indefinição na atribuição de direção de fluxo no caso de áreas de empates entre direções candidatas em potencial. A ideia central presente nesses algoritmos é testar a escolha de direção de fluxo dentre uma das possibilidades. Ou seja, a direção é atribuída ao pixel referente a uma dessas direções e o resultado é analisado se foi uma escolha satisfatória. Por exemplo, se o pixel que recebe o fluxo drenar no sentido oposto, isso invalida a escolha. Outro exemplo é se o caminho de fluxo a jusante formar um curto-circuito, retornando ao pixel de origem, o que também invalida a escolha. Se houver alguma invalidação, passa-se a testar outra direção de fluxo dentre as que causaram empate. E assim segue até encontrar uma das candidatas cuja análise posterior não a invalide.

O grande problema desse procedimento é que os algoritmos originais propõem a ordem de prioridade para teste dentre as direções de fluxo candidatas segundo uma ordem já pré-estabelecida, sempre. Essa ordem segue a numeração crescente da codificação das direções de fluxo adotada nesses algoritmos (Figura 6.15-a), que vai de 1 na posição leste até 128 na posição nordeste (Figura 6.4-a). Assim, se houver um empate, por exemplo, entre as direções codificadas por 1, 4 e 8 (Figura 6.15-b), sempre o primeiro teste é ver se a direção 1 satisfaz (Figura 6.15-c). Se não resolver, passa a testar a direção 4 (Figura 6.15-d) e, se também não satisfizer, passa-se para a direção 8 (Figura 6.15-e).

Na situação de áreas planas, ou seja, um grupamento de pixels de mesma elevação, tem-se um caso análogo a um conjunto de empates entre as direções de fluxo possíveis. Ao adotar a prioridade sistemática e pré-definida na resolução dos empates das direções de fluxo, há a clara tendência à formação de caminhos de fluxo paralelos. Pois uma direção de fluxo testada e que foi aceita por formar um caminho de fluxo para jusante válido, provavelmente vai também servir para pixels vizinhos, levando ao paralelismo dos fluxos. No exemplo hipotético da Figura 6.11, a solução das direções de fluxo da área plana seguiu esse procedimento e se percebem dois caminhos em paralelo no sentido sudeste, embora a área plana seja muito reduzida.

Uma forma simples de evitar o paralelismo indesejado nos fluxos é alterar esse tipo de algoritmo para que o desempate entre as direções de fluxo candidatas seja feito de forma aleatória (Figura 6.15-f), como testado por Paz e Collischonn (2008), inspirados no trabalho de Fairfield e Leymarie (1991). Para o caso do empate entre as direções de fluxo 1, 4 e 8 do exemplo anterior (Figura 6.15-g), um sorteio define qual delas é primeiro testada (Figura 6.15-h), qual é testada na segunda tentativa (Figura 6.15-i) e qual fica por último (Figura 6.15-j). Por exemplo, a escolha aleatória poderia indicar primeiro testar a direção 4, depois a 8 e, por último, a direção 1. Esse sorteio para definição das escolhas ocorre toda vez para cada situação de empate a ser tratada, de forma independente dos demais sorteios e escolhas.

No caso de rios de largura maior do que o tamanho do pixel do MDE ou da existência de planícies de inundação, essas áreas costumam estar representadas no MDE como grandes áreas planas. Com isso, os algoritmos do tipo D8 que resolvem casos de empate ou de áreas planas com a sistemática de prioridade para teste das direções possíveis apresentam forte tendência a gerar caminhos de fluxo paralelos e irreais. Isso pode provocar erros consideráveis ao usar esses planos de informação para outros estudos.

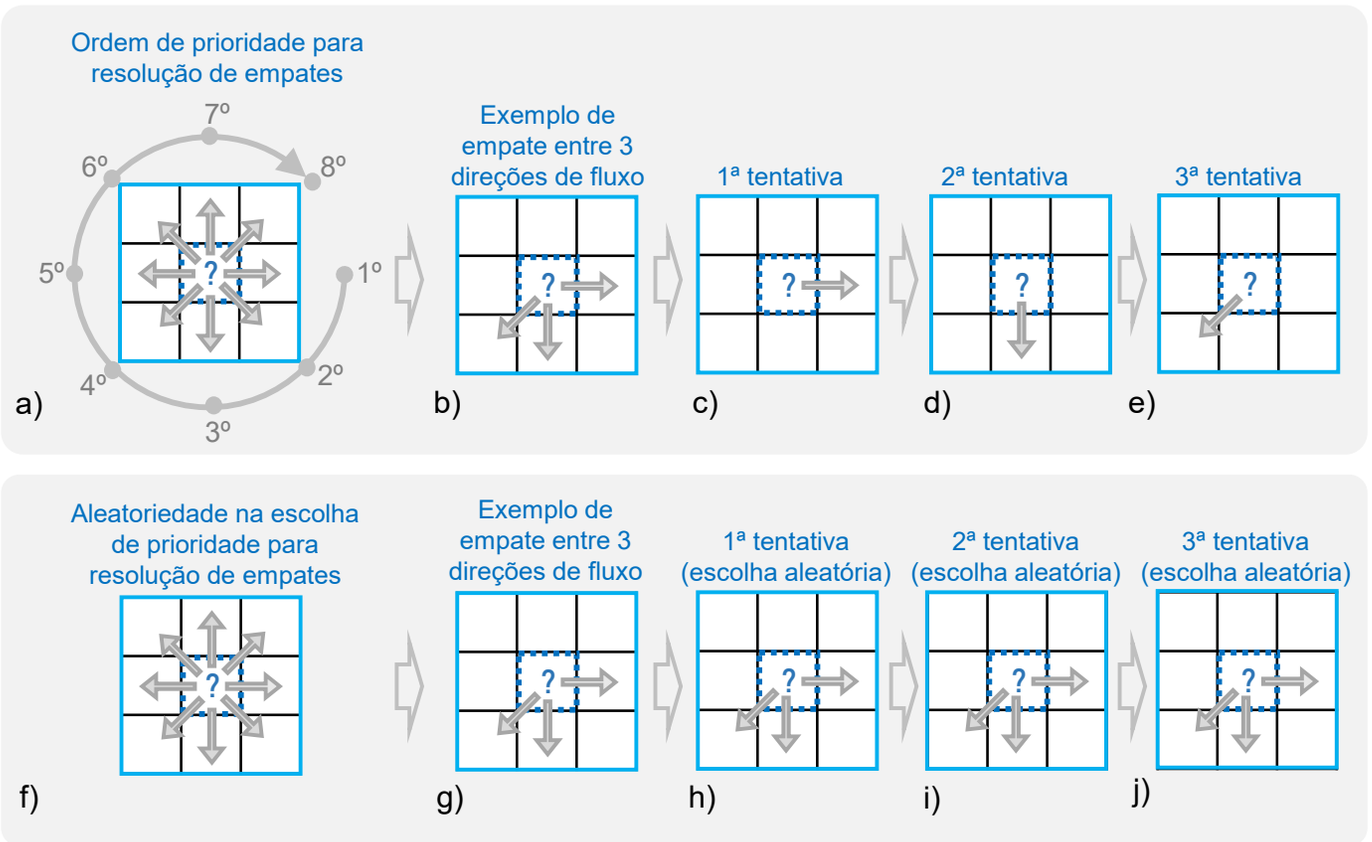


Figura 6.15 - Indicação de ordem de prioridade sequencial (a) e aleatória (f) adotada por alguns algoritmos para teste de direções de fluxo quando da ocorrência de empates em termos da maior declividade; b), g) Exemplo de empate entre três direções de fluxo; c), d), e) Tentativas em ordem sequencial para resolver o exemplo de empate; h), i), j) Tentativas em ordem aleatória para resolver o exemplo de empate.

Como exemplo real desse tipo de situação, tem-se um trecho do baixo curso do rio Uruguai, no Rio Grande do Sul (Figura 6.16-a). Os caminhos de fluxo gerados pelo algoritmo que trata a resolução de empates de forma sistemática de prioridade resultam claramente em um fluxo paralelo indesejado (Figura 6.16-b), quando deveria haver um caminhamento único principal representando o trecho do rio Uruguai. Para efeito de comparação, pode-se analisar o mesmo trecho resultante do processamento do mesmo MDE com um algoritmo distinto (Figura 6.16-c), baseado em caminhos de mínimo custo, como implementado no software TerrSET. O problema do caminho de fluxo paralelo indesejado não ocorre.

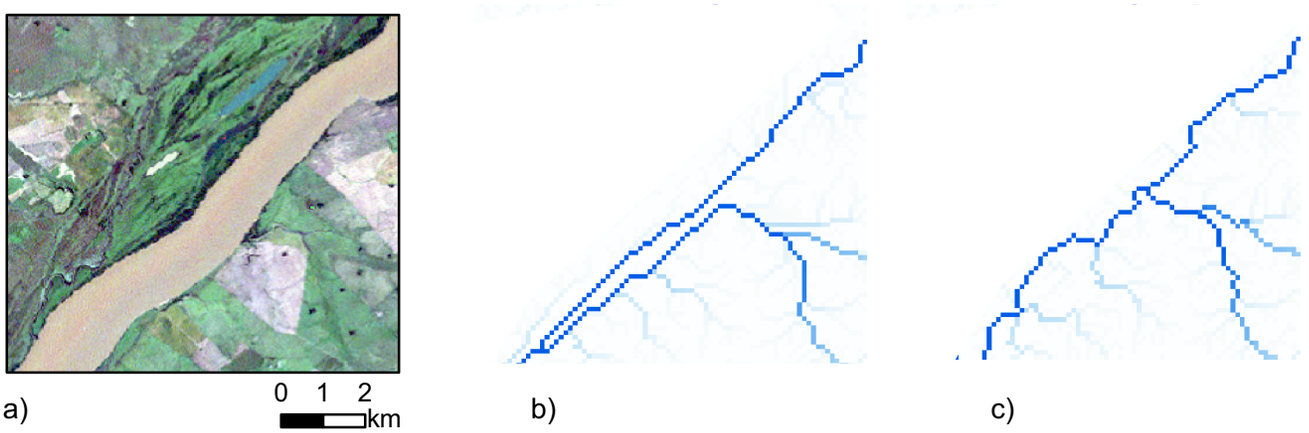


Figura 6.16 - a) Composição colorida RGB de imagens Landsat de trecho do baixo curso do rio Uruguai, no Rio Grande do Sul; b), c) Caminhos de fluxo (pixels em tons de azul) derivados do MDE do SRTM 90 para a mesma área obtidos por, respectivamente, um algoritmo que usa a regra da maior declividade e trata empates com escolha de direções de fluxo candidatas de forma sequencial pré-determinada e um algoritmo que usa abordagem de caminhos de mínimo custo para resolver as direções de fluxo.

6.9 Algoritmos eficientes para remoção de depressões e/ou atribuição de direções de fluxo

6.9.1 Por que o custo computacional pode ser elevado?

O processamento de um MDE para a remoção de depressões e atribuição de direções de fluxo pode ser considerada uma operação computacionalmente intensiva. Como ilustrado nas descrições e exemplos vistos neste capítulo, a análise e solução de cada pixel envolve avaliar inicialmente sua vizinhança imediata, em uma janela 3x3. Dependendo do tipo de situação encontrada e do tipo de solução desenvolvida para resolvê-la, a análise passa a envolver uma área maior, principalmente quando da ocorrência de áreas planas e depressões do terreno. Diferentes situações podem ocorrer, com distintas configurações e variados níveis de complexidade, de forma distribuída espacialmente ao longo de um mesmo MDE. Alternativas de caminhos de fluxo podem ser traçadas e analisadas para a decisão quanto à melhor escolha. Em algumas soluções, o processo é recursivo, com pixels que já foram analisados sendo revistos.

Por todas essas características, o processo de tratamento de depressões do terreno para a determinação de direções de fluxo requer um processamento mais intenso do que operações usuais do tipo local ou de vizinhança envolvendo rasters.

Quanto maior a quantidade de pixels no MDE, maior o custo computacional para realizar a remoção de depressões e a atribuição de direções de fluxo. O custo computacional pode ser mensurado de duas formas, em termos de quantidade de memória em disco para armazenamento dos dados, e em termos de tempo computacional para a realização dos processamentos.

6.9.2 Situações que demandam enormes quantidade de dados a processar

A necessidade de processar uma quantidade maior de pixels tem ocorrido por dois motivos principais: i) quando se aumenta o tamanho da área de estudo, mantendo a mesma fonte de dados topográficos, ou seja, mantendo a mesma resolução espacial do MDE; ii) quando se trabalha com resolução espacial mais refinada, mantendo a mesma área de estudo.

A primeira situação tem ocorrido com a demanda por estudos regionais, continentais e até globais, envolvendo, por exemplo, estudos hidrológicos de estimativa de áreas inundadas, previsões hidroclimatológicas e análises de cenários de mudança de uso e ocupação da terra e cenários de mudanças climáticas. Nesses casos, o uso de MDEs com resolução de 30 m como o SRTM 30, por exemplo, se aplicados para áreas de centenas de milhares ou até de milhões de quilômetros quadrados podem requerer um elevado custo computacional.

A bacia Amazônica, por exemplo, que é a maior bacia hidrográfica do mundo e tem uma área de quase 5,1 milhões de km² (Lakshmi et al., 2018; Figura 6.17), se representada por um MDE de 30 m, resulta em 5,7 bilhões de pixels (Tabela 6.2). Ao considerar um MDE com resolução espacial de 90 m, como o SRTM 90 ou o MERIT DEM, já se reduz a quantidade de pixels para 0,63 bilhões. Trabalhar com essa bacia em resoluções ainda mais grosseiras reduz consideravelmente o custo computacional, por envolver apenas 82 milhões de pixels ao considerar uma resolução de 250 m e 5,1 milhões se considerada uma resolução de 1 km.

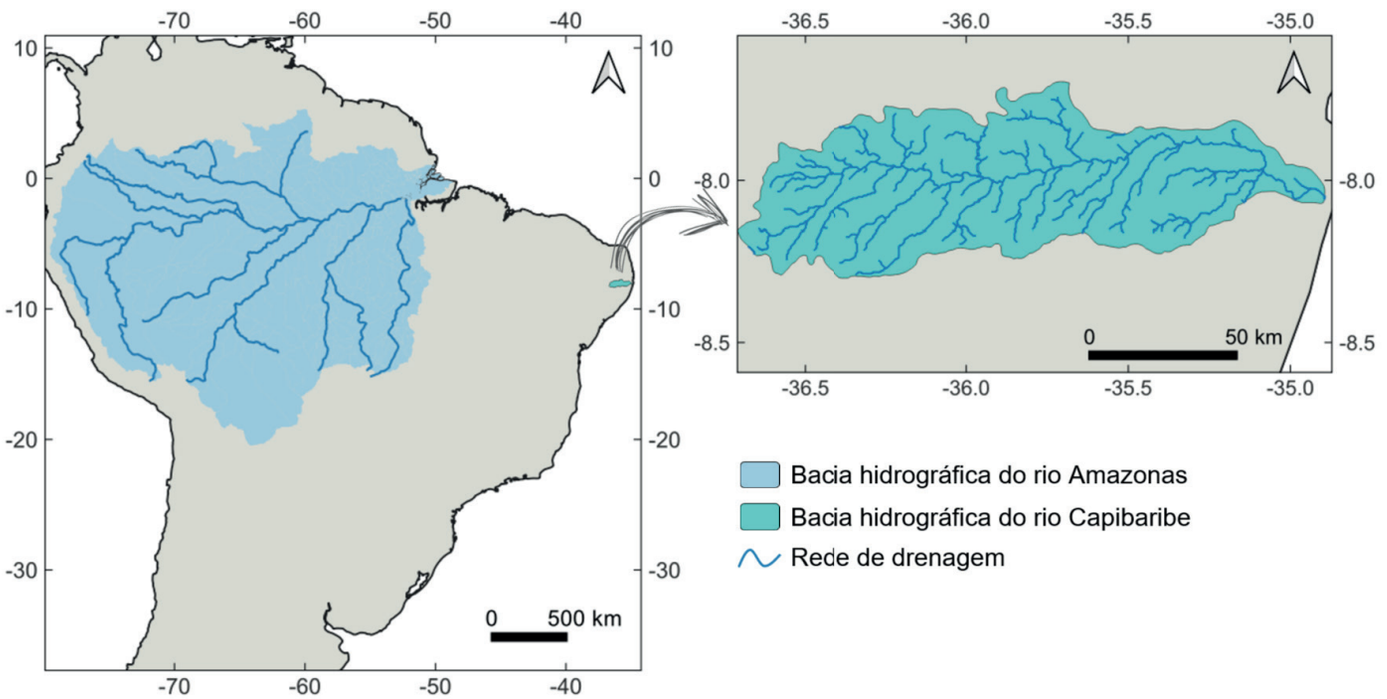


Figura 6.17 - Localização das bacias hidrográficas do rio Amazonas e do rio Capibaribe.

Tabela 6.2 - Estimativa da quantidade de pixels do MDE necessária para representar a bacia hidrográfica do rio Amazonas em quatro resoluções espaciais distintas.

Bacia hidrográfica	Área (km²)	Resolução espacial			
		30 m	90 m	250 m	1000 m
Bacia hidrográfica do rio Amazonas	5,1 milhões	5,67 bilhões	0,63 bilhões	81,6 milhões	5,1 milhões

A segunda situação tem ocorrido claramente com MDEs refinados espacialmente, da ordem de 1 m de resolução espacial, como é típico, por exemplo, de levantamentos feitos por LiDAR aerotransportado. Nesses casos, bacias de algumas centenas ou milhares de km² já representam um custo computacional que é equiparável àquela situação da bacia Amazônica com pixels de 30 m. Por exemplo, a bacia hidrográfica do rio Capibaribe, no estado de Pernambuco, tem área em torno de 5.900 km² (Figura 6.17). A representação dessa bacia pelo MDT resultante de levantamento LiDAR no âmbito do projeto PE3D (Cirilo et al., 2015; Cirilo et al., 2014) com resolução espacial de 1 m corresponde a uma quantidade de pixels maior (5,88 bilhões) do que a representação da bacia Amazônica com dados do SRTM 30 (Tabela 6.3). Na resolução espacial de 30 m, o MDT da bacia do rio Capibaribe teria apenas em torno de 6,53 milhões de pixels.

Tabela 6.3 - Estimativa da quantidade de pixels do MDE necessária para representar a bacia hidrográfica do rio Capibaribe em quatro resoluções espaciais distintas.

Bacia hidrográfica	Área (km²)	Resolução espacial			
		1 m	2 m	10 m	30 m
Bacia hidrográfica do rio Capibaribe	5.900	5,88 bilhões	1,47 bilhões	58,8 milhões	6,5 milhões

6.9.3 Fatores que elevam o custo computacional

Em síntese, quando se tem uma quantidade massiva de pixels no MDE, o processamento pode se tornar desatrativo, proibitivo ou até impeditivo para o usuário. Isso ocorre por três motivos principais, relacionados ao armazenamento em disco, tempo de processamento e memória física:

i) Armazenamento em disco. O processamento de um MDE gera outros rasters de mesmas dimensões, como o MDE sem depressões e o raster de direções de fluxo, além de outros produtos rasters e vetoriais que podem ser derivados na continuidade das análises, como áreas acumuladas de drenagem, rede de drenagem e delimitação de bacia hidrográfica. A soma de todos esses dados requer um considerável espaço de armazenamento em disco quando são derivados de um MDE de grandes dimensões, o que pode não estar disponível ao usuário. Esse problema é tecnicamente simples de resolver, já que basta o usuário dispor de discos de armazenamento com maior capacidade, mas pode não ser viável economicamente para alguns usuários em determinado espaço de tempo.

ii) Tempo de processamento. O processamento do MDE pode resultar em um tempo exageradamente longo para a conclusão. Isso pode ser indesejado, mas a princípio não é impeditivo absoluto, caso o usuário se disponha a aguardar o tempo necessário para a finalização. Se esse processamento vai ser repetido várias vezes, como para avaliar alguma variação metodológica, por exemplo, a viabilidade de aguardar tempos demasiadamente longos fica reduzida. Dependendo do software e do recurso computacional utilizado, o usuário pode ter limitações para desenvolver outras análises e trabalhos paralelos enquanto o processamento não é concluído, o que é algo antipático e improdutivo. O incremento do poder computacional, com melhorias de hardware do computador, pode melhorar substancialmente essa questão e obter reduções consideráveis do tempo de processamento. Mas isso não é regra e depende fortemente do tipo de algoritmo utilizado para o processamento do MDE. Algoritmos propostos para serem eficientes computacionalmente conseguem tirar muito mais proveito do incremento do poder computacional. Um grande exemplo é um algoritmo que trabalha com paralelização, dividindo tarefas dentre os múltiplos processadores disponíveis no próprio computador pessoal do usuário.

iii) Memória física. Durante o processamento de um MDE de enormes dimensões, há grandes exigências de armazenamento temporário desses dados e de diversas outras informações relacionadas ao processamento (arrays e variáveis relacionadas ao algoritmo de cálculo). Esse armazenamento ocorre na chamada memória RAM (Random Access Memory), que é o componente responsável por permitir mais agilidade e rapidez no funcionamento de um sistema computacional, já que o acesso (escrita e leitura) a dados armazenados em disco é muito mais lento. Se o computador utilizado pelo usuário não dispõe de memória RAM suficiente para o processamento, há um impedimento à execução do cálculo. O incremento da quantidade de memória RAM da máquina é a medida mais direta de resolver o problema. Mas isso pode não ser economicamente viável e pode até ser inútil. Existem softwares/algoritmos que internamente limitam a quantidade de memória RAM a ser trabalhada em cada operação, independente do hardware da máquina. Há também algoritmos que são de alto desempenho computacional em termos de tempo de processamento, mas não são eficientes no uso de memória RAM, o que muitas vezes passa a ser a restrição para o usuário processar grandes quantidades de dados. Por outro lado, existem softwares/algoritmos concebidos para otimizar o gerenciamento da memória em prol de um uso eficiente desse recurso, de forma a viabilizar o processamento de MDEs de dimensões exageradas em computadores pessoais comuns, com reduzida quantidade de memória RAM.

6.9.4 Consequências do elevado custo computacional

Em função do custo computacional elevado de processar um MDE para remover depressões do terreno e determinar as direções de fluxo, basicamente quatro situações podem ocorrer. O pior cenário é a indisponibilidade dos recursos computacionais necessários para a realização das tarefas, o que pode impedir completamente o processamento.

O segundo pior cenário é ser possível ter os recursos disponíveis mas há a decisão de inviabilidade frente a outras prioridades de um projeto ou estudo. Um cenário mais brando é quando se consegue realizar o processamento, sob demanda de esforços de tempo e alocação de recursos muito grandes durante a elaboração de um projeto, que podem inclusive impactar cronograma e recursos de outras fases consecutivas. O cenário ideal é conseguir realizar esse processamento sem o comprometimento de tempo e recursos para demais etapas do projeto.

6.9.5 Listagem de algoritmos eficientes computacionalmente

Existem diversos algoritmos propostos na literatura com a missão de serem computacionalmente eficientes no tratamento das depressões do terreno e atribuição de direções de fluxo. São empregadas diferentes abordagens e estratégias por esses algoritmos, que podem distinguir entre si não apenas pelo desempenho computacional, mas também pela qualidade dos resultados obtidos com a solução adotada na remoção de depressões e atribuição de direções de fluxo.

Listam-se na Tabela 6.4 alguns dos trabalhos publicados em revistas científicas que apresentam a proposição de algoritmos desse tipo, os quais podem ser consultados para conhecimento do funcionamento dos algoritmos, exemplos de aplicação e análise de desempenho computacional.

Tabela 6.4 - Listagem de algoritmos eficientes para o tratamento de depressões do terreno propostos na literatura.

Referência bibliográfica	Título do trabalho
(Arge et al., 2003)	Flow computation on massive grid terrains
(Zhu et al., 2006)	An efficient depression processing algorithm for hydrologic analysis
(Gong e Xie, 2009)	Extraction of drainage networks from large terrain datasets using high throughput computing
(Metz et al., 2011)	Efficient extraction of drainage networks from massive, radar-based elevation models with least cost path search
(Wang e Liu, 2006)	An efficient method for identifying and filling surface depressions in digital elevation models for hydrologic analysis and modelling
(Barnes et al., 2014)	An efficient assignment of drainage direction over flat surfaces in raster digital elevation models
(Bai et al., 2015)	An efficient and comprehensive method for drainage network extraction from DEM with billions of pixels using a size-balanced binary search tree
(Yıldırım et al., 2015)	A virtual tile approach to raster-based calculations of large digital elevation models in a shared-memory system
(Zhou et al., 2016)	An efficient variant of the priority-flood algorithm for filling depressions in raster digital elevation models
(Lindsay, 2016a)	Efficient hybrid breaching-filling sink removal methods for flow path enforcement in digital elevation models
(Barnes, 2016)	Parallel priority-flood depression filling for trillion cell digital elevation models on desktops or clusters
(Du et al., 2017)	Drainage network extraction from a high-resolution DEM using parallel programming in the .NET framework
(Wei et al., 2019)	Efficient priority-flood depression filling in raster digital elevation models
(Zhou et al., 2022)	Parallel assignment of flow directions over flat surfaces in massive digital elevation models

Capítulo 7

Rede de drenagem

O traçado dos cursos d'água no formato digital pode ser obtido de várias formas a partir de diferentes dados e procedimentos. Por exemplo, a partir de levantamentos aerofotogramétricos ou via digitalização manual sobre imagens de satélite ou mesmo sobre cartas topográficas disponíveis.

Uma forma de obter a rede de drenagem em formato digital é a partir do processamento do MDE. Após a remoção das depressões do terreno e o estabelecimento das direções de fluxo, pode-se determinar as áreas acumuladas de drenagem e, em seguida, definir a rede de drenagem. Este capítulo aborda essas últimas duas etapas, considerando que as etapas anteriores foram descritas no Capítulo 6. Apresenta-se também como caracterizar os trechos de rio com a extração de características como comprimento, declividade e sinuosidade. Discute-se, ainda, a elaboração do perfil longitudinal topográfico de um rio.

Dois itens de caráter mais avançado fecham o capítulo. O primeiro é o procedimento de pré-processar o MDE para incorporar uma rede de drenagem vetorial existente, chamado de stream burning. O último item é sobre a mudança de escala na rede de drenagem, com apresentação de duas abordagens, sendo uma a partir da degradação da resolução espacial do MDE e a outra baseada em métodos de upscaling de direções de fluxo.

7.1 Áreas acumuladas de drenagem

As áreas acumuladas de drenagem representam um plano de informação derivado diretamente das direções de fluxo e, por conseguinte, é mais um produto oriundo do processamento do MDE. Trata-se de um raster no qual cada pixel tem como atributo a quantidade de pixels ou a quantidade de área cujo escoamento drena para esse pixel (por exemplo, em m^2 ou km^2).

Considere o raster de direções de fluxo indicado na Figura 7.1-a, com representação simbólica das direções por setas para maior facilidade de compreensão. Inicialmente, pode-se identificar todos os pixels que não recebem fluxos de nenhum pixel. Esses pixels drenam somente a si mesmos, representando cabeceiras de caminhos de fluxo, e, portanto, tem área acumulada de drenagem igual a um pixel (Figura 7.1-b). Além de drenarem a si mesmos, alguns pixels da área desse exemplo recebem o fluxo de um pixel a montante, tendo, nesse caso, área acumulada de dois pixels (Figura 7.1-c).

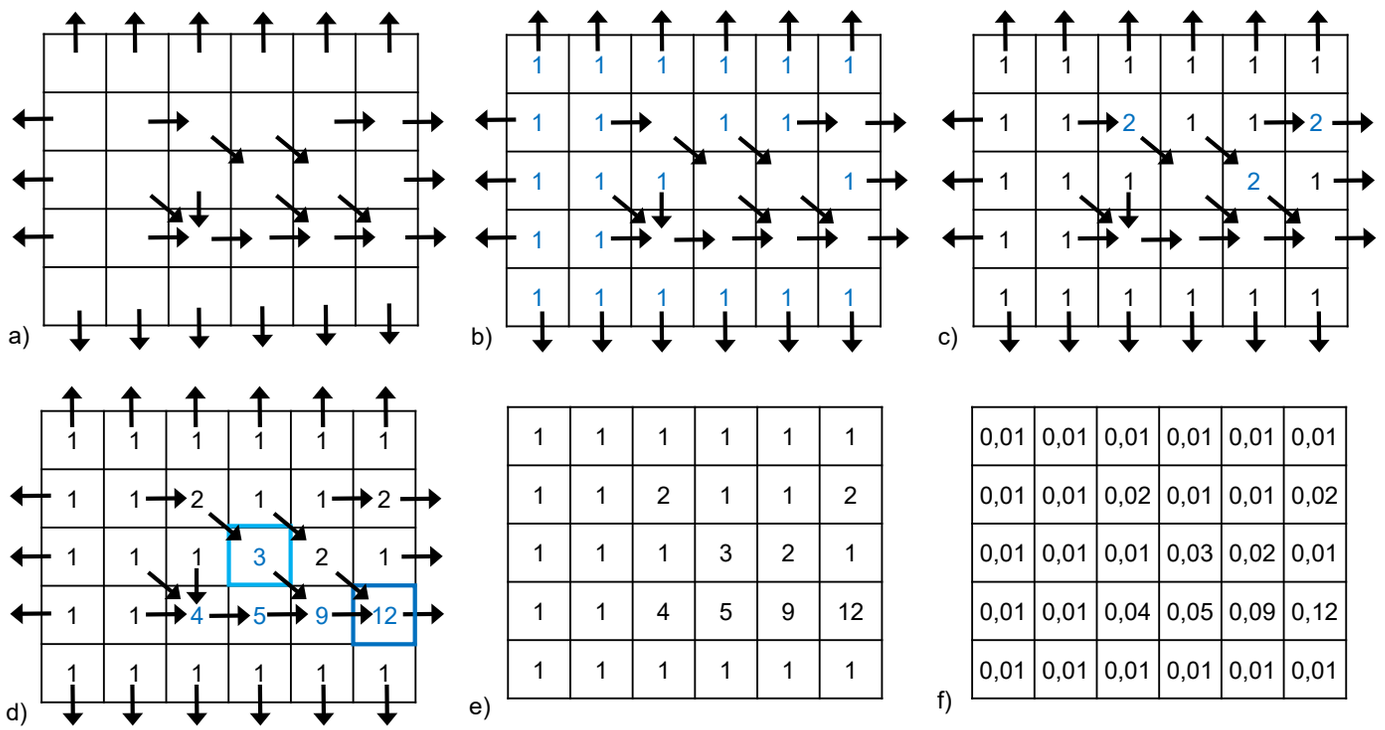
Seguindo essa lógica, pode-se interpretar e percorrer as direções de fluxo para registrar em cada pixel a quantidade de pixels que eles drenam. Por exemplo, o pixel destacado pela borda azul clara na Figura 7.1-d drena três pixels: ele mesmo e dois pixels a montante, enquanto o pixel destacado pela borda azul escura drena 12 pixels. A informação

de que 12 pixels drenam para um determinado pixel não permite saber quais são esses pixels. Quem permite fazer essa associação é a análise das direções de fluxo.

A matriz de valores que indica quantos pixels escoam para cada pixel é o raster de áreas acumuladas de drenagem (Figura 7.1-e). Nesse caso, esse raster está expresso tendo a quantidade de pixels como grandeza. Essa forma não é a mais recomendada, pela dificuldade de interpretação direta do significado físico desse valor. Necessita-se, sempre, pensar em conjunto a essa informação qual o tamanho do pixel. Por exemplo, informar que um pixel tem área de drenagem de 1200 pixels é algo de pouca utilidade, caso não seja informado o tamanho do pixel.

É mais recomendado e conveniente trabalhar o raster de áreas acumuladas de drenagem com valores em unidades de área propriamente, como m² ou km². Supondo que o tamanho do pixel seja de 30 m, isto é, que essa seja a resolução espacial do MDE usado no processamento para obter as áreas acumuladas de drenagem, um pixel que tem área acumulada de 1200 pixels equivale a uma área de contribuição de 1,08 km² (=1200 x 30 x 30 = 1.080.000 m²).

No exemplo da Figura 7.1, considerando que a resolução espacial é de 100 m, cada pixel tem 0,01 km² de área. Para converter o raster de áreas acumuladas de drenagem expresso em quantidade de pixels para que o atributo seja áreas de drenagem em km², basta multiplicar esse raster pelo escalar 0,01 – a operação aritmética entre um raster e um escalar é explicada no Capítulo 3. O resultado dessa operação é o raster de áreas acumuladas em km² (Figura 7.1-f).



e)					
1	1	1	1	1	1
1	1	2	1	1	2
1	1	1	3	2	1
1	1	4	5	9	12
1	1	1	1	1	1

f)					
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
0,01	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01
0,01	0,01	0,04	0,05	0,09	0,12
0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01

Figura 7.1 - a) Direções de fluxo, obtidas de um MDE com resolução espacial de 100 m; b) Indicação de pixels de cabeceira, que drenam apenas a si mesmos; c) Indicação dos pixels que recebem contribuição de um pixel de montante, além de drenarem a si mesmos; d) Seguimento de todos os caminhos de fluxo e acumulação da quantidade de pixels que drenam para cada pixel da imagem; e) Raster de áreas acumuladas de drenagem, em quantidade de pixels; f) Raster de áreas acumuladas de drenagem, em km².

Um raster de áreas acumuladas de drenagem é um raster com atributo quantitativo, que aumenta de valor proporcionalmente à quantidade de áreas drenadas por cada pixel. Logo, uma boa prática é associar a esse raster uma simbologia com rampa de cores contínua, com gradiente variando do branco ao longo de tons azuis até um azul escuro (Figura 7.2). Com essa simbologia, a interpretação fica facilitada e intuitiva, com a associação direta de que, quanto mais azul, maior o acúmulo de área de drenagem. Percebe-se, inclusive, o sentido dos fluxos, que seguem no sentido que ocorre o aumento da tonalidade de azul. No exemplo em questão, os fluxos principais seguem da direita para a esquerda na imagem.

0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04
0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.32	0.29	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
2.91	0.10	0.07	0.03	0.03	0.06	0.03	0.01	0.06	0.02	0.33	0.01	0.01	0.21	0.19	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
0.87	1.92	1.91	1.89	1.87	1.80	1.71	1.55	1.47	0.36	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.13	0.11	0.04	0.02	0.01
0.09	0.73	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.08	0.01	1.07	0.07	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02	0.01
0.06	0.72	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.04	0.95	0.06	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
0.03	0.07	0.59	0.04	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.07	0.82	0.71	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
0.03	0.02	0.51	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.06	0.04	0.06	0.65	0.51	0.06	0.02	0.02	0.01	0.01
0.01	0.02	0.07	0.41	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04	0.07	0.07	0.40	0.25	0.07	0.04	0.02
0.01	0.02	0.03	0.04	0.32	0.27	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.06	0.06	0.03	0.10	0.15	0.12	0.09
0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.21	0.11	0.09	0.06	0.02	0.01	0.02	0.04	0.04	0.02	0.03	0.06	0.02	0.02
0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.06	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01
0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

Figura 7.2 - Exemplo esquemático de raster de áreas acumuladas de drenagem, com indicação do atributo em km², e simbologia que associa um gradiente de cores do branco ao azul escuro no sentido da menor para a maior área de drenagem.

Um exemplo real de raster de áreas acumuladas de drenagem é mostrado na Figura 7.3, para um trecho da bacia do rio Ijuí, afluente do rio Uruguai, no sul do país. Nas partes 'a' e 'b' da referida figura, as áreas acumuladas foram geradas sem que fossem removidas as depressões do MDE, enquanto nas partes 'c' e 'd' as áreas acumuladas seguem a recomendação de serem calculadas a partir do MDE com depressões removidas.

Nesse segundo caso, a imagem permite claramente identificar os caminhos de fluxo continuamente, a convergência entre eles, a formação de caminhos de maior relevância em termos de acúmulo de área de contribuição e perceber de forma relativamente aproximada as áreas que drenam para cada ponto da imagem. No primeiro caso, a permanência das depressões do terreno no MDE impede a continuidade do fluxo, de forma que a acumulação de áreas segue por certo caminhamento de fluxo até esbarrar em um pixel que constitui uma depressão – como os pixels apontados pelas setas na Figura 7.3-b. A jusante de cada depressão, inicia-se uma nova acumulação de fluxo, ficando descontínuo o caminhamento principal desde a montante da depressão.

O leitor deve atentar que, no exemplo da Figura 7.3, a escala de cores da simbologia está saturada no valor 2 km². Isso indica que não há distinção entre tons de azul usados desse valor adiante – todos os pixels com área acumulada de drenagem superior a 2 km² tem mesma tonalidade de cor no raster. Por outro lado, isso permitiu distinguir e melhor visualizar caminhos de fluxo com áreas de acumulação menores.

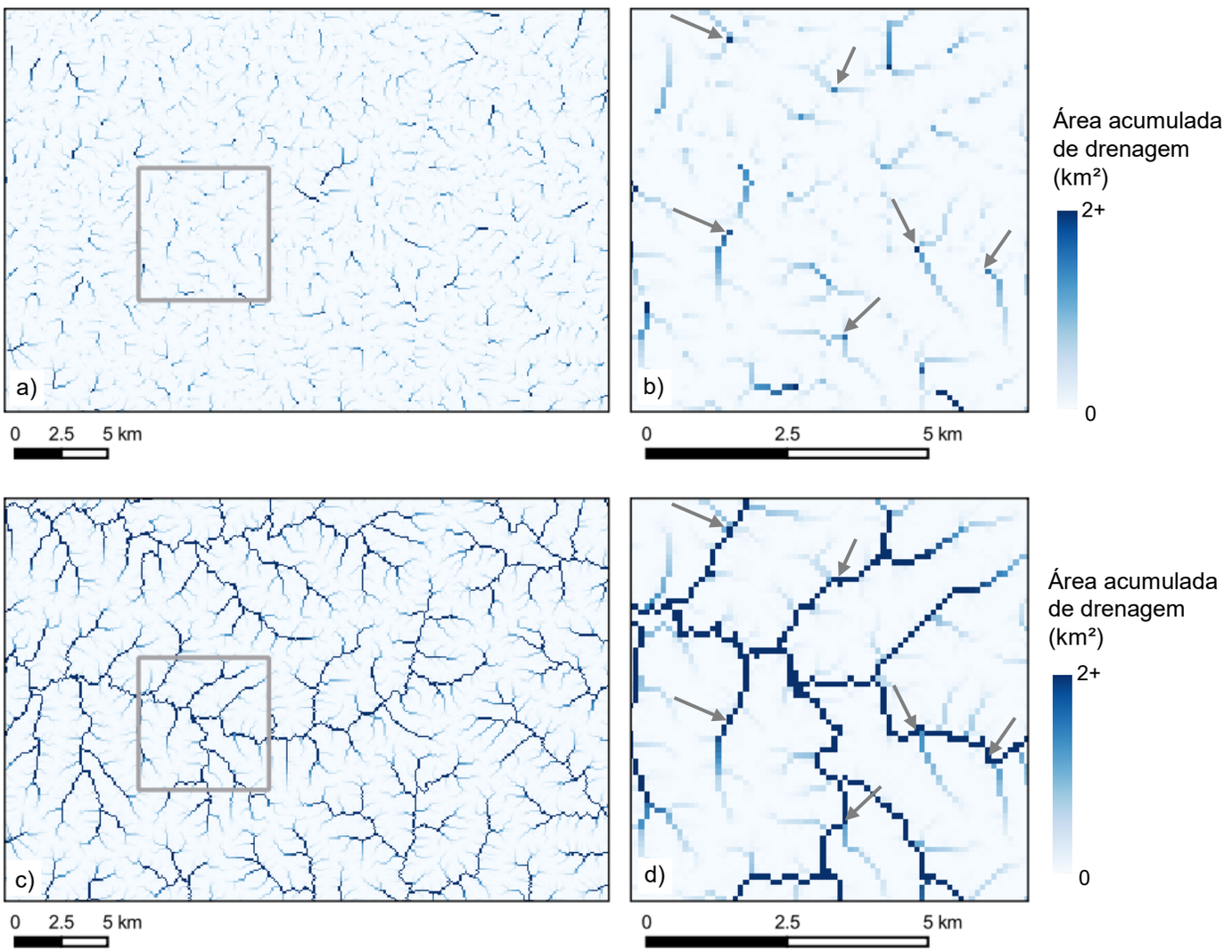


Figura 7.3 - a), c) Raster de áreas acumuladas de drenagem para um trecho da bacia do rio Ijuí, afluente do rio Uruguai (sul do país), obtido a partir do processamento do MDE do SRTM 90, tomando o MDE com depressões e sem depressões, respectivamente; b), d) Detalhe dos rasters de áreas acumuladas de drenagem mostrados em b) e c), respectivamente, para a área indicada pelo retângulo.

7.2 Algoritmos eficientes para cálculo de áreas acumuladas de drenagem

O procedimento de determinar as áreas acumuladas de drenagem a partir da definição das direções de fluxo é conceitualmente simples e objetivo. Não importa como um algoritmo seja pensado para realizar esse procedimento, o resultado deve ser o mesmo que o obtido por outros algoritmos, para uma mesma entrada de raster de direções de fluxo. A questão se resume a contabilizar quantos pixels e qual a soma das áreas desses pixels que contribuem para cada pixel da imagem. A chave da questão já está resolvida, que é a definição das direções de fluxo.

Um fator que pode causar uma exceção e gerar leve variação de resultados dentre algoritmos de determinação de áreas acumuladas de drenagem é a conversão de unidades angulares para unidades planas. Ao trabalhar com sistema de referência em coordenadas geográficas, com resolução espacial em unidades angulares (grau, arco-minuto, arco-segundo, conforme descrição no Capítulo 4), é necessária uma conversão para a obtenção de áreas acumuladas em termos de unidades planas (como m^2 ou km^2). Essa conversão pode ser realizada de forma distinta dentre os algoritmos, causando variações de resultados entre eles. Essa variação tende a ser maior quanto mais longe do Equador se localiza a área de estudo, pelo maior efeito de variação entre graus de latitude e distância correspondente no plano.

Mesmo sendo uma operação simples por definição e sem espaço para propor variações de metodologia que melhorem o resultado final, há diversas pesquisas científicas que propõem algoritmos específicos para a tarefa de determinação de áreas acumuladas de drenagem. A motivação principal para isso é minimizar o excessivo custo computacional que pode ocorrer ao trabalhar com MDEs com grandes quantidades de dados.

Na Tabela 7.1, listam-se alguns trabalhos publicados em revistas científicas que propõem algoritmos com o intuito de alcançar a eficiência computacional no cálculo das áreas acumuladas de drenagem.

Tabela 7.1 - Listagem de alguns algoritmos eficientes computacionalmente para a determinação das áreas acumuladas de drenagem.

Referência bibliográfica	Título do trabalho
(Arge et al., 2003)	Flow computation on massive grid terrains
(Do et al., 2011)	Parallel computing flow accumulation in large digital elevation models
(Qin e Zhan, 2012)	Parallelizing flow-accumulation calculations on graphics processing units—From iterative DEM preprocessing algorithm to recursive multiple-flow-direction algorithm
(Yao e Shi, 2015)	Alternating scanning orders and combining algorithms to improve the efficiency of flow accumulation calculation
(Su et al., 2015)	An efficient algorithm for calculating drainage accumulation in digital elevation models based on the basin tree index
(Sten et al., 2016)	Parallel flow accumulation algorithms for graphical processing units with application to RUSLE model
(Barnes, 2017)	Parallel non-divergent flow accumulation for trillion cell digital elevation models on desktops or clusters
(Zhou et al., 2019)	A fast and simple algorithm for calculating flow accumulation matrices from raster digital elevation
(Kotyra et al., 2021)	High-performance parallel implementations of flow accumulation algorithms for multicore architectures
(De Jong et al., 2022)	Scalability and composability of flow accumulation algorithms based on asynchronous many-tasks

7.3 Rede de drenagem derivada do MDE

7.3.1 Caminhos de fluxo versus rede de drenagem

No capítulo anterior e no início deste capítulo até este ponto, foram abordados conceitos e métodos de processamento do MDE para obter produtos como MDE sem depressões, direções de fluxo e áreas acumuladas de drenagem. O processo de obtenção desses três planos de informação está intimamente relacionado à ideia de identificar e traçar automaticamente os caminhos de fluxos a partir da topografia representada no MDE. Mas nenhum desses planos de informação se refere à rede de drenagem propriamente dita.

Os caminhos de fluxo não devem ser confundidos com a rede de drenagem, aqui entendida como a rede de cursos d'água da bacia hidrográfica. Para todo e qualquer pixel da imagem, o raster de direções de fluxo estabelece a direção para onde segue o fluxo gerado ou que chega até esse pixel. Seguindo-se essas direções de fluxo, tem-se um caminhamento pixel a pixel por onde segue o fluxo, e a isso se dá o nome de caminho de fluxo. Alguns trechos desses caminhos de fluxo podem ou não efetivamente integrar parte da rede de drenagem, isto é, representar os cursos d'água em si. Em síntese, todo trecho da rede de drenagem representa um caminho de fluxo, mas nem todo caminho de fluxo corresponde a um trecho da rede de drenagem.

7.3.2 Representação da rede de drenagem em formato raster

Usualmente, os pixels pertencentes à rede de drenagem recebem atributo 1 e os demais não pertencentes recebem atributo zero. Esse é o formato típico de um raster de rede de drenagem derivado do MDE. Uma variante desse formato é quando cada trecho de rio é identificado e numerado sequencialmente, fazendo com que cada pixel pertencente à rede de drenagem tenha atributo não nulo, de valor igual ao trecho de rio ao qual ele pertence, e os pixels que não fazem parte da rede ficam com atributo nulo. Essa abordagem remete à codificação e discretização de trechos de rio, comentada em item adiante neste capítulo.

7.3.3 Onde começam os rios?

A distinção entre caminhos de fluxo e rede de drenagem passa pela questão chave: onde começam os rios? A melhor situação para resolver essa questão é quando existe a disponibilidade de informação sobre o início da rede de drenagem, isto é, a localização geográfica das cabeceiras ou do início dos trechos de rio de cabeceira. Essa informação pode estar disponível diretamente na forma de coordenadas desses pontos de início da drenagem ou indiretamente na forma de uma rede vetorial. No segundo caso, é possível identificar as coordenadas dos inícios dos trechos de montante dessa rede vetorial.

Quando existente e disponível, a informação acerca da localização do início dos trechos de rio pode ser usada para efetuar a distinção entre caminhos de fluxo e rede de drenagem derivada do MDE, a partir do raster de áreas acumuladas de drenagem. A operação consiste em identificar os pixels situados nos pontos de início da drenagem e assumir que, deles em diante, ao longo do fluxo para jusante, todos os pixels do caminhamento fazem parte da rede de drenagem (Figura 7.4-a e Figura 7.4-b). Todos os demais pixels da imagem não fazem parte da rede.

Na grande maioria dos casos, não se tem disponível a informação sobre localização do início dos vários trechos de cabeceira dos rios. Nessa situação, para obter a rede de drenagem como produto do MDE, algum critério deve ser usado para impor a condição de início dos rios. Existem diversas abordagens na literatura, como descrito nos itens seguintes.

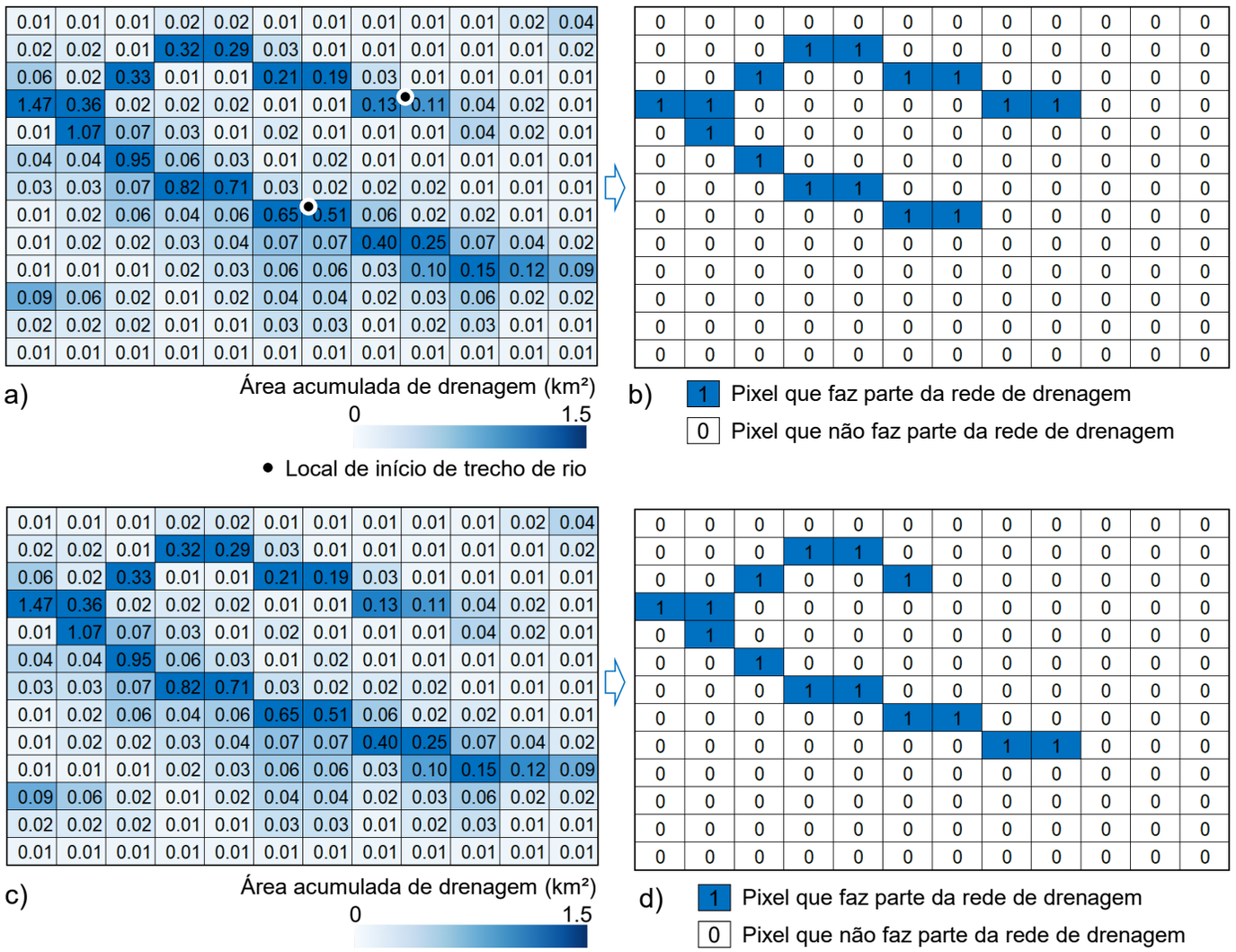


Figura 7.4 - a) Raster de áreas acumuladas de drenagem com indicação dos pontos conhecidos de início de trechos de rio; b) Rede de drenagem obtida em função dos pontos de início indicados; c) Raster de áreas acumuladas de drenagem; d) Rede de drenagem obtida considerando um limiar mínimo de 0,2 km².

7.3.4 Início dos rios a partir de uma área mínima de drenagem acumulada

A abordagem largamente mais utilizada para definir o início dos rios ao processar um MDE é a mais simplificada: simplesmente assumir a hipótese de que existe um valor mínimo de área de drenagem (Amín) a partir do qual ocorre a formação dos rios naquela área de estudo. Ou seja, percorrendo-se o raster de áreas acumuladas de drenagem, todos os pixels cujo atributo seja maior ou igual a Amín são parte da rede de drenagem, enquanto os que tem atributo inferior a tal valor não fazem parte da drenagem (Figura 7.4-c e Figura 7.4-d).

A questão que vem à tona é como definir o valor de Amín. Conceitualmente, diversas características da região influenciam na quantidade de área de contribuição necessária para a formação de um curso d'água, como tipo de solo, geologia, vegetação, declividade e regime de precipitação, entre outros. No trabalho de Fan et al. (2013), um esforço foi realizado na tentativa de relacionar algumas dessas características da região com os valores de Amín, o que pode servir de base para definição desse parâmetro em outros estudos. Um fator que aumenta a complexidade do problema é reconhecer que, dentro da área de uma bacia hidrográfica, há a variabilidade espacial dessas características. Por isso não haveria uma recomendação de valor único de Amín para toda a área da bacia, mas diferentes valores para áreas distintas da bacia, o que também foi ressaltado no referido estudo e adotado também por Dantas e Paz (2021).

Na abordagem de adotar um valor constante de Amín para definir a rede de drenagem a partir da análise das áreas acumuladas de drenagem, o procedimento de execução é trivial. Trata-se de uma operação de reclassificação de raster, disponível em praticamente todo software de SIG. São duas regras de reclassificação a adotar, para diferenciar as categorias pertencente e não pertencente à rede de drenagem (Tabela 7.2).

Tabela 7.2 - Regras para reclassificação de um raster de áreas acumuladas e definição da rede de drenagem pela abordagem de considerar uma área mínima (Amín) necessária para formação dos cursos d'água.

Regra de classificação	Valor a ser atribuído ao pixel	Significado
Área acumulada de drenagem do pixel < Amín	0	Pixel não integra a rede de drenagem
Área acumulada de drenagem do pixel ≥ Amín	1	Pixel faz parte da rede de drenagem

7.3.5 Início dos rios considerando área mínima de drenagem e extensão mínima do trecho de rio

Um refinamento do método de adotar o parâmetro Amín para o estabelecimento da rede de drenagem a partir das áreas acumuladas de drenagem é impor adicionalmente um segundo critério, relacionado a um limiar mínimo de extensão (Lmín) para os trechos de cabeceira dos cursos d'água. Essa operação está disponível, por exemplo, no QGIS--GRASS.

O efeito da adoção do segundo critério de definição de rede drenagem sobre o resultado obtido é exemplificado no exemplo da Figura 7.5. Os trechos de rio identificados por A, B, C e D aparecem na rede de drenagem determinada

unicamente pelo critério da área mínima de contribuição, mas não aparecem na rede gerada ao adicionar o critério de uma extensão mínima para os trechos de cabeceira. A extensão dos trechos de rio A, B, C e D, medida desde o início a montante até a confluência a um rio de maior porte, é inferior ao limiar adotado para Lmín. O propósito de incluir esse critério adicional é justamente evitar o surgimento de pequenos trechos de rio afluentes a outros trechos mais principais da drenagem. A dificuldade prática é como definir esse valor do parâmetro, assim como para definir o Amín.

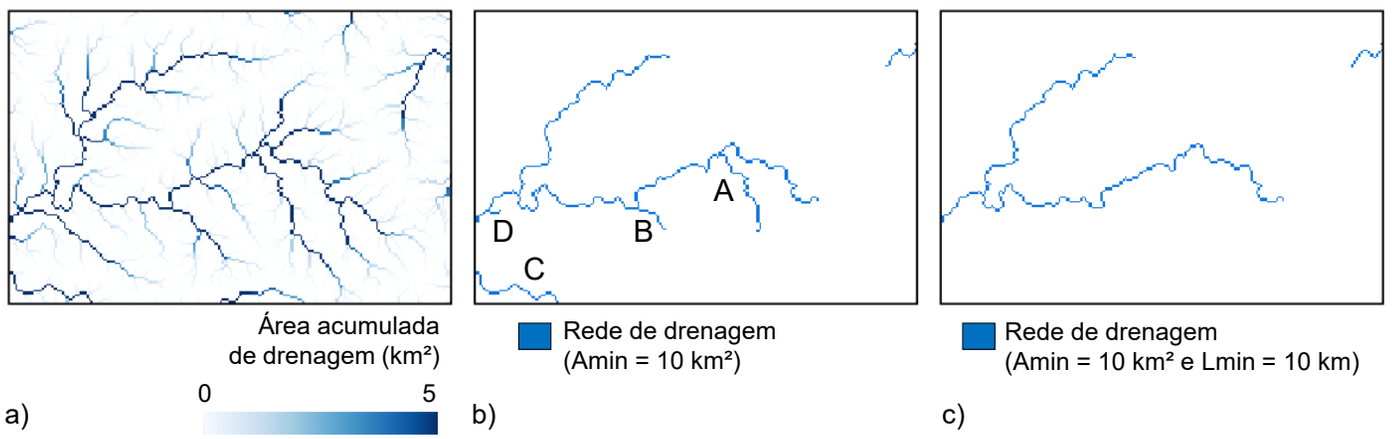


Figura 7.5 - a) Raster de áreas acumuladas de drenagem; b) Rede de drenagem obtida pelo critério de limiar mínimo de área de drenagem (Amín) com valor 10 km²; c) Rede de drenagem obtida simultaneamente pelos critérios de Amín = 10 km² e de extensão mínima de trecho de cabeceira (Lmín) de 10 km, na qual os trechos de rio A, B, C e D que constam na rede anterior não mais aparecem.

7.3.6 Definição dos parâmetros Amín e Lmín

Na prática, o que se vê mais comumente é a adoção arbitrária de um valor para Amín e também para Lmín, quando usado adicionalmente o segundo critério de definição do início da rede de drenagem. Algumas vezes, inclusive, o usuário acaba aceitando um valor padrão sugerido pelo software no qual é feito o processamento do MDE, sem qualquer reflexão da influência dessa escolha.

A escolha de Amín e de Lmín, na verdade, pode influenciar imensamente os resultados posteriores de estudos que tenham essa rede de drenagem como dado de entrada. Ambos parâmetros controlam fortemente a densidade da rede de drenagem, como ilustrado para o caso da bacia do rio Icamaquã, tributário do rio Uruguai (Figura 7.6). Quanto maior o valor de Amín, menos extensa e menos densa é a rede de drenagem obtida, e, quanto maior o valor de Lmín, menos trechos de rio pequenos nas cabeceiras.

Seja, por exemplo, o ponto P1 na Figura 7.6, o qual não faz parte de nenhuma das redes de drenagem. Imagine agora a simulação de processos erosivos decorrentes da precipitação e escoamento superficial, tendo a origem nesse ponto. De P1, o fluxo segue pelo terreno como escoamento superficial até alcançar a rede de drenagem no ponto indicado como P2. Em cada configuração da rede de drenagem, o ponto P2 está em uma posição distinta.

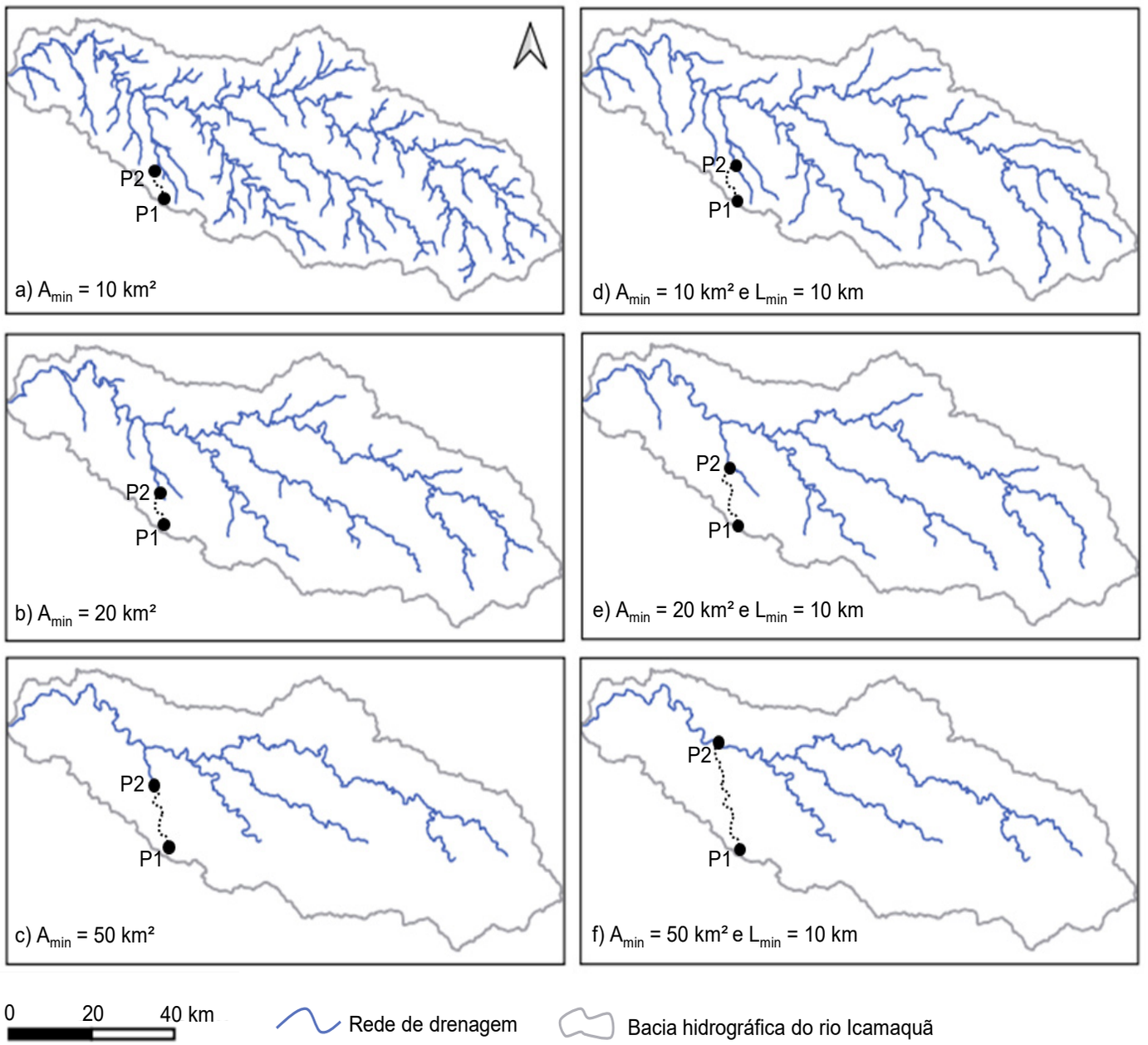


Figura 7.6 - Redes de drenagem da bacia do rio Icamaquã (afluente do rio Uruguai, sul do país), obtidas pelo processamento do MDE do SRTM 90, considerando somente o critério de área mínima de drenagem (Amín) com diferentes valores (a, b, c) e considerando adicionalmente o critério de extensão mínima de trechos de rio (Lmín) (d, e, f) – e indicação de caminho de fluxo desde ponto P1 até encontrar a rede de drenagem no ponto P2.

De P1 até alcançar a rede de drenagem no ponto P2, o transporte de sedimentos ocorre como escoamento superficial, pelo terreno propriamente, enquanto que de P2 para jusante os sedimentos são conduzidos pelo escoamento em canal, ao longo dos rios. Obviamente que de P1 a P2 há muito maior dificuldade nesse deslocamento de sedimentos, em função das condições de reduzida lâmina d'água e grande atrito da superfície. Em contraste, existe muito maior facilidade de condução das partículas quando inicia o transporte pela rede de drenagem (P2 em diante).

Em função da escolha dos parâmetros Amín e Lmín, as redes de drenagem obtidas apresentam muitas diferenças entre si, fazendo com que o trecho P1-P2 seja bastante distinto entre as redes. Logo, o impacto disso sobre os resultados de um estudo de modelagem hidrossedimentológica pode ser gigantesco.

A recomendação é de que, no mínimo, o usuário realize uma análise de sensibilidade com o parâmetro Amín, assim como com o parâmetro Lmín caso adote-o também como critério de obtenção da rede de drenagem. Pode-se obter várias redes de drenagem e verificar, dentro do possível, qual delas tem maior grau de coerência com a realidade. Essa inferência pode ser realizada consultando informações disponíveis para a área de estudo, como mapas de trabalhos anteriores, ou a partir de análises de imagens de satélite ou informações de técnicos que conhecem a região.

7.3.7 Início da rede de drenagem a partir da relação entre área de drenagem e declividade

Uma abordagem distinta para definir o início da rede de drenagem é a partir dos conceitos da geomorfologia, com base na análise da relação entre áreas acumuladas de drenagem e declividade dos caminhos de fluxo. Alguns trabalhos nas décadas de 1980 e 1990 se destacaram quanto à avaliação do desenvolvimento de relações matemáticas entre área de drenagem e declividade de trechos de rio (Montgomery e Dietrich, 1992, 1988; Montgomery e Foufoula-Georgiou, 1993; Tarboton et al., 1992, 1991).

Nos trabalhos mencionados, foram identificados padrões da relação entre área de drenagem e declividade que seriam úteis para configurar o início dos trechos de rio. Por exemplo, pode-se adotar um valor limiar mínimo Cmín para o produto $A_s.S^2$, onde A_s é a área de drenagem específica e S a declividade, de forma que a rede de drenagem seja identificada como formada por todos os pixels cujo produto $A_s.S^2$ tem valor superior a tal limiar.

7.3.8 Outras abordagens para identificação do início da rede de drenagem

O problema de identificar automaticamente o início dos trechos de rio continua demandando pesquisas científicas e tem motivado a elaboração de outras abordagens. Para ilustrar a gama de métodos sendo desenvolvidos, citam-se o estudo de Barbedo et al. (2022), baseado no índice de posição topográfica em combinação com a análise de área acumulada de drenagem, e os trabalhos de Clubb et al. (2014), Pelletier (2013) e Passalacqua et al. (2010). Esses três últimos estudos consideram a análise da curvatura tangencial derivada do MDE (curvatura da superfície no plano vertical perpendicular ao gradiente de fluxo), mas com análises adicionais, como a transformação de perfis topográficos longitudinais no caso do primeiro trabalho e a análise de áreas acumuladas de drenagem, no caso do terceiro trabalho.

7.4 Rede de drenagem vetorial

A partir da rede de drenagem raster, pode-se determinar a rede de drenagem vetorial, do tipo linhas, pela operação usual de conversão de raster para vetor. Como visto no Capítulo 2, trata-se de uma operação comum em geoprocessa-

mento envolvendo a conversão de formatos de dados. Com a rede de drenagem raster caracterizada por pixels integrantes da rede com atributo 1 e demais pixels da imagem tendo atributo zero, em geral a conversão desse raster para o formato vetorial de linhas resulta em um conjunto de linhas com mesmo atributo 1 (Figura 7.7).

Em alguns softwares, o vetor de linhas resultante da conversão do raster de rede de drenagem pode ter atributo variável para cada feição. É comum que cada trecho de rio entre duas junções ou cada trecho de rio de cabeceira (do início da rede até a junção a jusante) seja representado por uma feição, isto é, um objeto linha com identificador próprio e ao qual corresponde um registro específico na tabela de atributos. Esse identificador é atribuído segundo regras próprias pelo software durante o processo de transformação raster-vetor.

No exemplo da Figura 7.7-a, tem-se uma rede de drenagem raster cuja correspondente rede vetorial é mostrada na Figura 7.7-b. Nessa rede vetorial, existem cinco feições, sendo correspondentes a três trechos de cabeceira e dois trechos a jusante. Esse resultado da conversão da rede de drenagem raster em formato vetorial pode variar segundo os diferentes algoritmos usados pelos softwares para fazer tal conversão, como já discutido no Capítulo 2 de forma mais ampla.

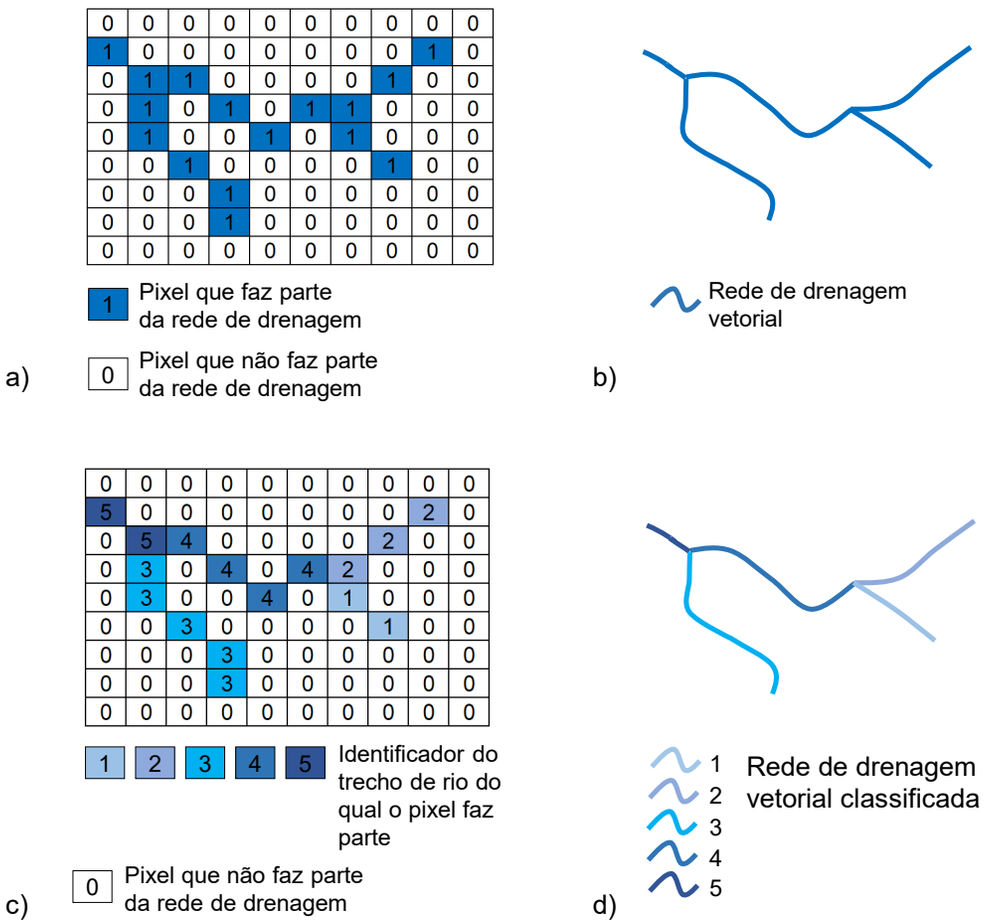


Figura 7.7 - a) Rede de drenagem raster derivada de um MDE; b) Rede de drenagem convertida para formato vetorial; c) Rede de drenagem raster com classificação dos trechos de rio; d) Rede de drenagem classificada convertida em formato vetorial.

7.5 Discretização da rede de drenagem

Em alguns casos, como para a aplicação de modelos hidrológicos, pode haver o interesse em discretizar a rede de drenagem raster em trechos. A forma mais comum é a divisão segundo a mesma lógica comentada na conversão da drenagem raster para vetor. São identificados conjuntos de pixels da rede que formam trechos contínuos entre junções de rios ou desde as cabeceiras até as junções a jusante.

Cada conjunto de pixels identificado recebe um código como atributo que é o identificador único daquele trecho de rio. No exemplo da Figura 7.7-c, a rede de drenagem raster foi discretizada em cinco trechos, com os pixels correspondentes a um mesmo trecho tendo o mesmo atributo, que é o identificador do trecho.

A conversão para o formato vetorial da rede de drenagem raster discretizada por trechos resulta também em uma rede de drenagem vetorial discretizada, cujas feições de linhas trazem como atributo o identificador daquele trecho (Figura 7.7-d). Existem outras formas de discretizar a rede de drenagem, seja a raster ou a vetorial, sendo algumas dessas abordagens vinculadas à regra de divisão em bacias e sub-bacias. Um exemplo é a divisão em Ottobacias, como é detalhado no Capítulo 8.

7.6 Comprimento dos trechos de rio

A partir da rede de drenagem raster derivada do MDE, pode ser feito um processamento subsequente para levantar os comprimentos de trechos de rio. Dado um ponto de interesse a montante e outro a jusante, que definem início e fim do trecho, a quantificação da extensão do trecho é realizada seguindo o fluxo ao longo do raster estabelecido pelas direções de fluxo e contabilizando a distância percorrida. Por padrão, cada passo ortogonal entre dois pixels da drenagem equivale a uma distância igual à resolução espacial da imagem, enquanto um passo diagonal equivale à resolução espacial multiplicada por $\sqrt{2}$.

Para o exemplo da Figura 7.8, o trecho da drenagem desde o pixel destacado pela borda azul até o pixel destacado pela borda cinza compreende 4 passos ortogonais e 2 passos diagonais, segundo as direções de fluxo indicadas. Considerando que a resolução espacial nesse exemplo é de 100 m, a extensão completa desse trecho é $= 4 \cdot 100 + 2 \cdot \sqrt{2} \cdot 100 = 682{,}8$ m. Esse procedimento pode ser realizado considerando um trecho único relativo a um rio principal da área de estudo ou de forma separada para cada trecho de rio segundo alguma discretização adotada.

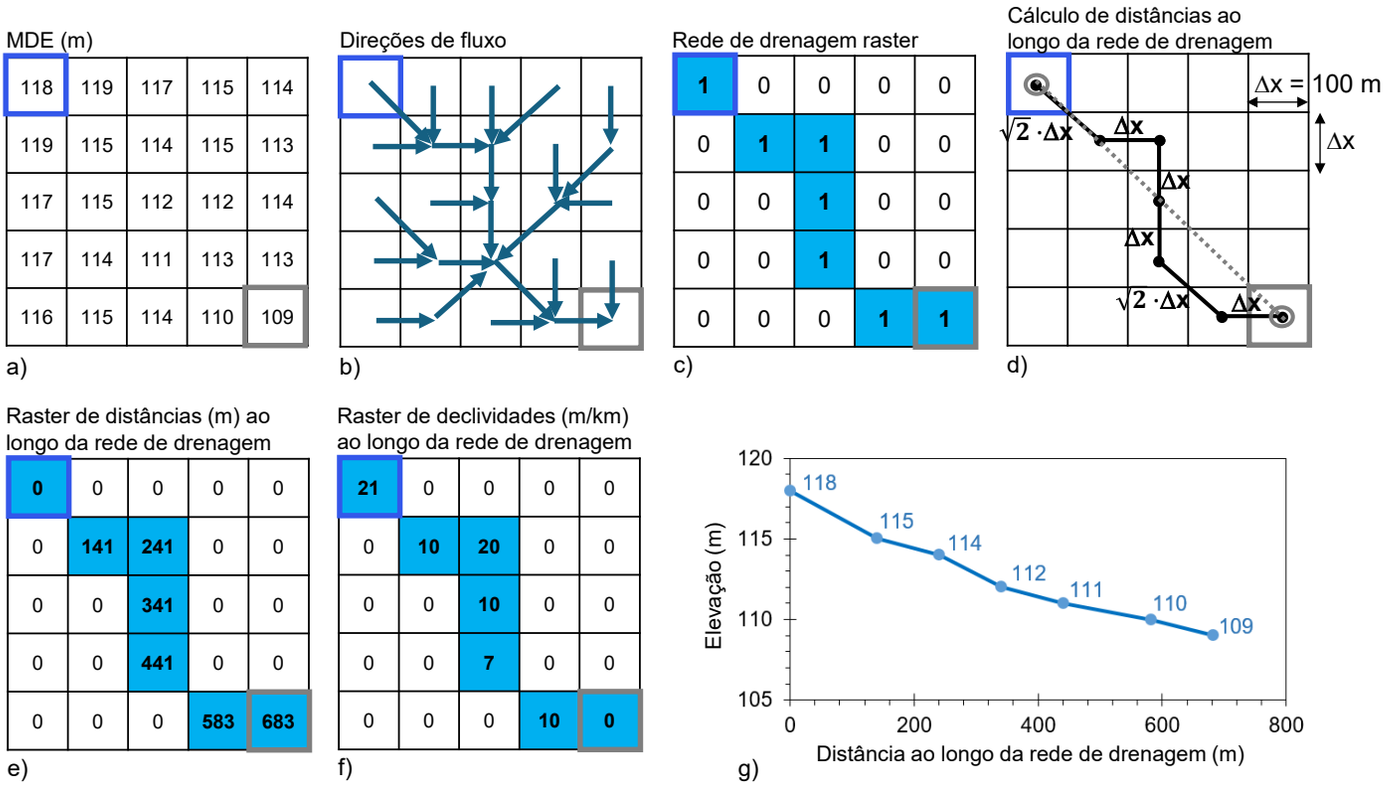


Figura 7.8 - a) Modelo Digital de Elevação; b) Direções de fluxo; c) Rede de drenagem raster; d) Indicação de cálculo de distâncias a cada passo ao longo da rede de drenagem; e) Raster de distâncias ao longo da rede drenagem, calculadas desde o pixel destacado em azul escuro até o pixel destacado em cinza; f) Raster de declividades de cada passo ao longo da rede de drenagem; g) Perfil longitudinal topográfico ao longo da rede de drenagem.

7.7 Declividade dos trechos de rio

Assim como os comprimentos dos trechos da rede de drenagem podem ser obtidos a partir de planos de informação derivados do MDE, também pode-se obter outro dado de grande relevância para vários estudos hidrológicos, que é a declividade desses trechos.

Uma forma para gerar essa informação é contabilizar a declividade a cada passo ao longo do trecho de rio, obtendo-se a estimativa de declividade distribuída ao longo do trecho. No exemplo da Figura 7.8, foi obtido um raster de declividades da rede de drenagem no qual cada pixel tem como atributo a declividade do sub-trecho local. A declividade em cada pixel é calculada pela diferença de elevações entre o pixel de jusante e o pixel em questão, dividida pela distância do sub-trecho local, que é a distância desse pixel até o pixel vizinho de jusante (Δx ou $\sqrt{2}\cdot\Delta x$, se os pixels são vizinhos ortogonal ou diagonalmente entre si, respectivamente, como exemplificado na Figura 6.6). No exemplo da Figura 7.8-f, a declividade do pixel da rede de drenagem situado mais a jusante na imagem (pixel destacado com borda cinza) não pode ser determinada, por inexistir informação a jusante dele nesse raster.

Caso o interesse seja ter um valor único de declividade representativo para o trecho de rio completo, ao invés de valores distribuídos por pixel, pode-se realizar a média aritmética ou harmônica dos valores de declividade dos pixels ao longo do trecho (Equações 7.1 e 7.2, respectivamente). Uma alternativa mais simples é calcular a declividade do trecho direta e unicamente em função dos pixels de montante e jusante do trecho (Equação 7.3).

$$S_{trecho} = \sum_{i=1}^{n_p} S_i / n \qquad \text{(Eq. 7.1)}$$

$$S_{trecho} = \left(\frac{L_{trecho}}{\sum_{i=1}^{n_p} \frac{L_i}{\sqrt{S_i}}} \right)^2 \qquad \text{(Eq. 7.2)}$$

$$S_{trecho} = \frac{Z_{mon} - Z_{jus}}{L_{trecho}} \qquad \text{(Eq. 7.3)}$$

Onde S_{trecho} e L_{trecho} são a declividade e extensão do trecho de rio, respectivamente; S_i é a declividade de um pixel da rede de drenagem em relação ao de jusante, n_p é a quantidade de pixels do trecho, L_i é a extensão da rede de drenagem de um pixel ao de jusante, Z_{jus} e Z_{mon} são as elevações dos pixels de jusante e de montante, respectivamente, de um trecho de rio.

No exemplo da Figura 7.8, a declividade do trecho de rio em termos de média aritmética seria 13 m/km ou de 11,5 m/km se calculada a média harmônica, ou ainda de 13,2 m/km se feito o cálculo diretamente em função dos pontos inicial e final do trecho.

7.8 Sinuosidade dos trechos de rio

A sinuosidade de um curso d'água é definida como a relação entre o comprimento real do trecho de rio, medido ao longo de seu percurso, e o comprimento medido em linha reta desde o ponto de montante até o de jusante (Equação 7.4). Quanto maior a diferença do comprimento do trecho ao longo do seu percurso em relação à distância obtida por um traçado em linha reta, maior a sinuosidade.

$$Si_{trecho} = \frac{L_{trecho}}{L_{reto}} \qquad \text{(Eq. 7.4)}$$

Onde Si_{trecho} é a sinuosidade de um trecho de rio e L_{reto} é a distância medida em linha reta desde o ponto a montante até o ponto a jusante.

Conceitualmente, o menor valor de sinuosidade para um curso d'água é 1, quando seu traçado é completamente retilíneo. A medida que esse valor aumenta, o curso d'água passa de um aspecto retilíneo para curvilíneo ou tortuoso.

A partir do MDE, viu-se como realizar a determinação do comprimento do percurso do trecho de rio no item anterior. Essa informação em conjunto com a determinação adicional do comprimento medido em linha reta de montante

para jusante (linha pontilhada no exemplo da Figura 7.8-d) permite obter a sinuosidade do trecho. Para o trecho de rio hipotético do exemplo da Figura 7.8, a extensão em linha reta é de 565,7 m e a sinuosidade é de aproximadamente 1,21 (= 682,8/565,7).

7.9 Perfil topográfico longitudinal

O perfil topográfico longitudinal de um curso d'água representa como varia a topografia ao longo do percurso do rio (Figura 7.9). Trata-se de uma característica relevante do curso d'água para estudos da geomorfologia fluvial, análise da evolução da rede de drenagem, estudos da paisagem, estudos hidrológicos e de transporte de sedimentos, entre outros. Com esse tipo de perfil, percebe-se claramente a variação de declividades ao longo de um curso d'água, com maiores declividades no trecho alto e menores declividades no trecho baixo, próximo à foz.

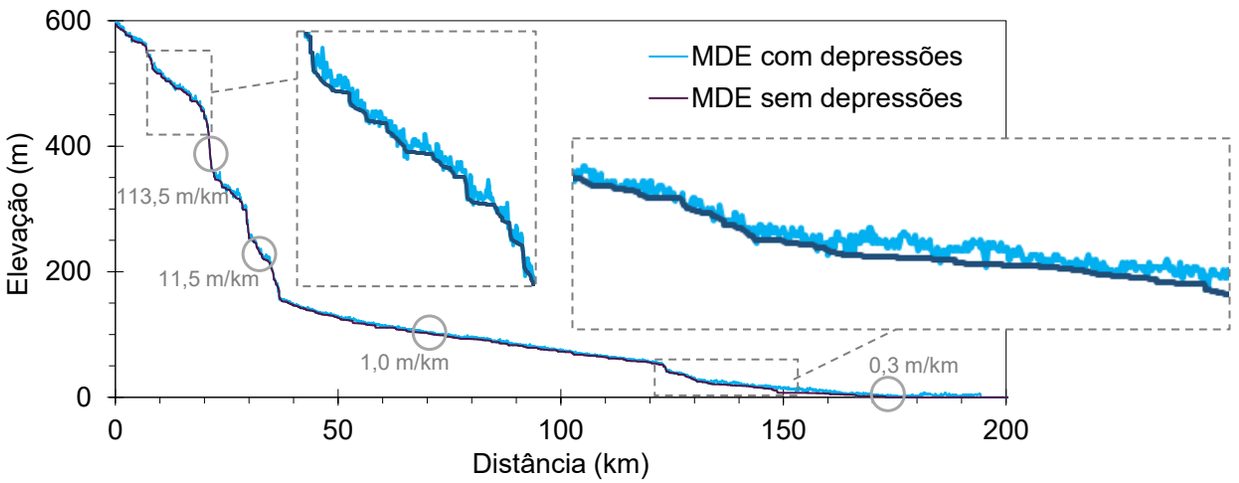


Figura 7.9 - Perfil topográfico longitudinal do rio Mamanguape (litoral da PB) elaborado a partir do MDE do SRTM30, considerando tanto o MDE original com depressões quanto o MDE modificado pelo processamento de remoção de depressões segundo algoritmo do software TerrSET.

7.9.1 Formas de obtenção do perfil longitudinal a partir do MDE

A partir de um MDE, o perfil topográfico longitudinal de um curso d'água pode ser elaborado de duas formas. A primeira é de forma análoga a qualquer perfil traçado no espaço, como explicado para o caso dos perfis transversais (Capítulo 5). Dado o traçado do curso d'água no formato vetorial tipo linha, a superposição desse vetor ao MDE permite extrair os valores de elevação ao longo dessa linha. Contabiliza-se a distância ao longo da linha desde a origem e forma-se um conjunto de pontos distância e elevação. Esse conjunto de pontos representa o perfil topográfico longitudinal.

Nessa modalidade de elaboração do perfil, o traçado vetorial do rio pode ou não ser derivado do MDE. No caso de o traçado ser oriundo de uma fonte de dados independente do MDE, como de levantamentos aerofotogramétricos ou via digitalização de imagens de satélite, esse percurso do rio não é coincidente com o percurso obtido pelo processamento do MDE. Caso o estudo a ser realizado incorpore produtos do MDE como direções de fluxo, áreas acumuladas de dre-

nagem ou a rede de drenagem em si, uma desvantagem dessa abordagem de elaborar o perfil é que não necessariamente o perfil traduz como varia a topografia ao longo do rio segundo o MDE. Pois o processamento do MDE resulta em um traçado distinto do curso d'água, podendo haver ou não trechos coincidentes.

Outra desvantagem dessa abordagem é depender da disponibilidade do traçado vetorial do rio e, também, da qualidade desse traçado em termos da representação do percurso real. As vantagens dessa abordagem são a facilidade e praticidade da operação, disponível em geral nos softwares de geoprocessamento, e a possibilidade de usar um mesmo traçado do rio para gerar o perfil com qualquer MDE da região.

A segunda forma de obter um perfil topográfico longitudinal do rio a partir do processamento do MDE é baseada nas direções de fluxo e na rede de drenagem derivadas desse MDE, sem envolver outra fonte de dados externa. Escolhidos os pontos de montante e jusante do trecho de rio de interesse, pode-se caminhar desde o pixel de montante até o pixel de jusante, segundo as direções de fluxo. Ao longo desse caminho, a cada pixel encontrado tem-se a distância incremental desse passo (Δx ou $\sqrt{2}\cdot\Delta x$, se os pixels são vizinhos ortogonal ou diagonalmente entre si, respectivamente, como exemplificado na Figura 6.6). Contabiliza-se também a distância acumulada desde o início do percurso e a elevação do pixel alcançado a cada passo. Os pares de pontos formados pela distância acumulada desde montante e de elevação do pixel constituem o perfil topográfico longitudinal (Figura 7.8). A rigor, esse procedimento gera um perfil mais coerente entre elevações e traçado do rio, já que ambas as informações são oriundas do MDE.

Outra vantagem dessa segunda forma de abordagem é permitir traçar o perfil também considerando o MDE modificado pelo processo de remoção de depressões, obtendo um perfil mais homogêneo no sentido de declividades de trechos sempre positivas ou nulas (Figura 7.9). Se a primeira abordagem de gerar um perfil longitudinal é usada, com um traçado vetorial do rio de fonte independente do MDE, não necessariamente se garante que os trechos têm declividades sempre positivas ou nulas ao usar o MDE sem depressões.

As desvantagens principais dessa segunda abordagem são envolver mais etapas de processamento e a operação não estar disponível em qualquer software de geoprocessamento. Uma alternativa híbrida entre as duas abordagens é obter o traçado do rio a partir do processamento do MDE, converter esse traçado para o formato vetorial e usar esse vetor para um procedimento similar ao descrito na primeira abordagem. Une-se a praticidade de usar ferramenta existente nos softwares para perfilar um raster dado um vetor de interesse com a consistência de considerar traçado e elevações oriundas da mesma fonte topográfica.

7.9.2 Perfil longitudinal com distâncias contabilizadas desde jusante

Um perfil topográfico longitudinal de um rio pode ser elaborado também considerando distâncias calculadas em relação à foz ou ao ponto de jusante escolhido, ou seja, distâncias contabilizadas de jusante para montante. Uma grande conveniência de elaborar o perfil com essa forma de contabilizar as distâncias é facilitar a disposição conjunta, no mesmo gráfico e de forma compreensiva, dos perfis topográficos de vários ou todos os cursos d'água da bacia.

Como exemplo, na Figura 7.10 tem-se os perfis longitudinais de um conjunto de 31 cursos d'água da bacia do rio Mamanguape, litoral da Paraíba, simultaneamente. Tanto no mapa da bacia quanto no gráfico dos perfis, os números identificam a cabeceira de cada curso d'água. Para qualquer ponto do gráfico desse exemplo, tem-se a distância desse ponto até a foz da bacia, mas segundo trajetos específicos a cada rio. Por exemplo, os pontos P1 e P2 estão ambos a 150 km da foz, mas com trajetos distintos, referentes aos rios cujas cabeceiras tem números 4 e 8, respectivamente. Na mesma distância da foz, o ponto P3 está situado em outro afluente, situado em uma parte mais ao sul da bacia (número 10) e em área de menor altitude, cujo trajeto é ainda mais distinto dos anteriores.

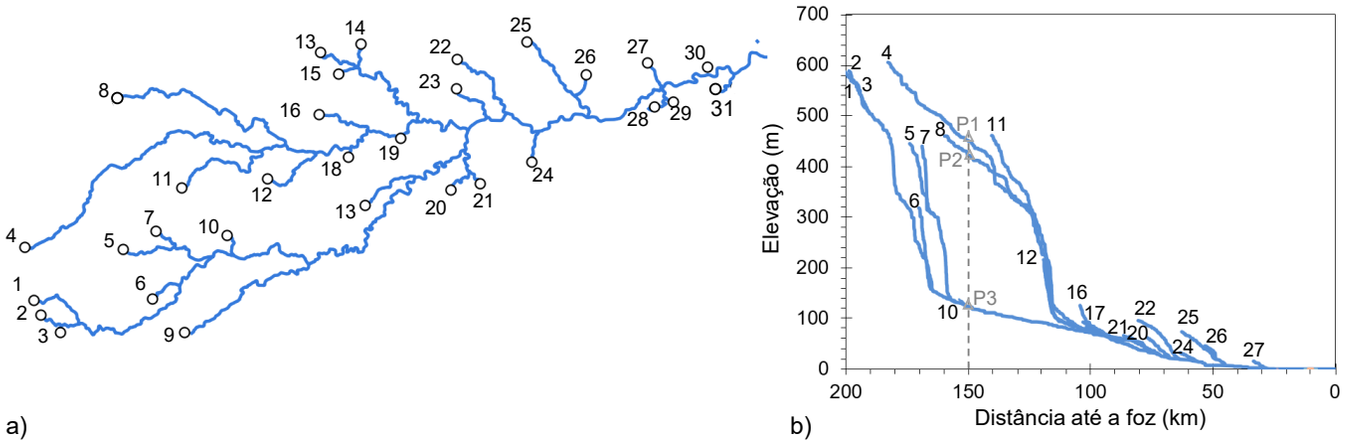


Figura 7.10 - a) Rede de drenagem da bacia do rio Mamanguape (PB), derivada do MDE do SRTM 30, com numeração que identifica cada ponto de cabeceira de um curso d'água; b) Perfil topográfico longitudinal de todos os cursos d'água da bacia do rio Mamanguape, com a identificação das cabeceiras correspondentes (algumas cabeceiras de rios de menor porte não são identificadas no perfil para maior clareza da figura; pontos P1, P2 e P3 são exemplificados no texto).

7.9.3 Influência de lagos e barragens em perfis longitudinais derivados do MDE

Nos perfis topográficos longitudinais extraídos a partir de MDEs, pode aparecer a conformação referente a lagos de barragens existentes, conforme a época e característica da aquisição dos dados e também em função da condição do nível d'água da barragem.

Em geral, os MDEs não têm informações batimétricas e, pela característica da aquisição dos dados, as informações de elevação se referem à superfície da água no momento da coleta dos dados. Sendo corpos d'água de grandes dimensões relativamente ao tamanho do pixel do MDE, os lagos de barragens costumam constar na representação topográfica do MDE como áreas relativamente planas.

Nesses casos, é esperado que o perfil longitudinal elaborado a partir do MDE apresente uma espécie de patamar seguida por queda brusca, como um degrau, na área onde se localiza o lago da barragem (Figura 7.11). Se o reservatório estava seco na data de aquisição dos dados do MDE, a informação topográfica representada se refere ao fundo do lago.

A resolução espacial do MDE, as dimensões do lago e da barragem, o nível d'água no momento da aquisição dos dados e características do tipo de levantamento, aquisição e processamento dos dados influenciam a forma e detalhamento com que cada lago aparece em um perfil longitudinal derivado do MDE. Efeitos de vegetação marginal aos cursos d'água também podem estar muito presentes na representação topográfica dos MDEs, como discutido no Capítulo 5, acerca das seções transversais.

Como exemplo de caso real, no perfil do rio São Francisco elaborado a partir de dados do SRTM 30 (Figura 7.12), são perceptíveis os lagos de cinco hidroelétricas. Como a aquisição dos dados do SRTM foi realizada após a existência dessas hidroelétricas e como o tipo de levantamento não captura informações abaixo do nível d'água, a superfície desses grandes lagos aparecem como áreas planas no perfil. O lago da hidroelétrica de Sobradinho ultrapassa uma extensão de 200 km, por exemplo.

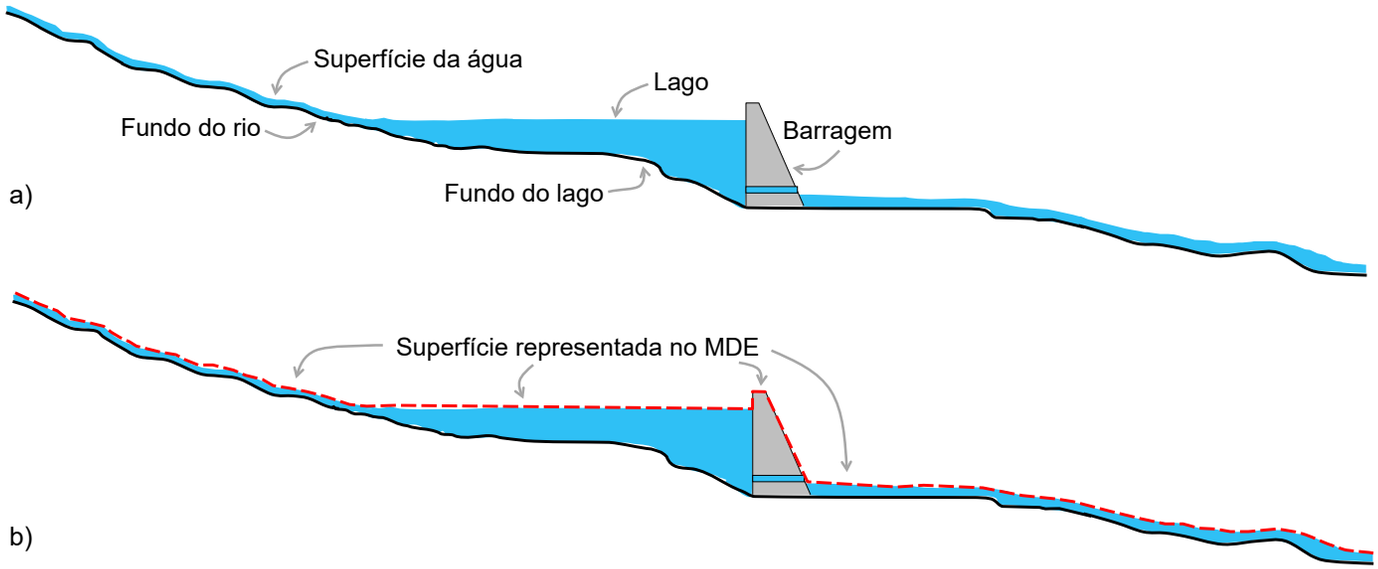


Figura 7.11 - a) Corte lateral de um trecho de rio no qual existe uma barragem; b) Representação topográfica representada em um MDE cujos dados foram adquiridos nesse momento de nível d'água na barragem.

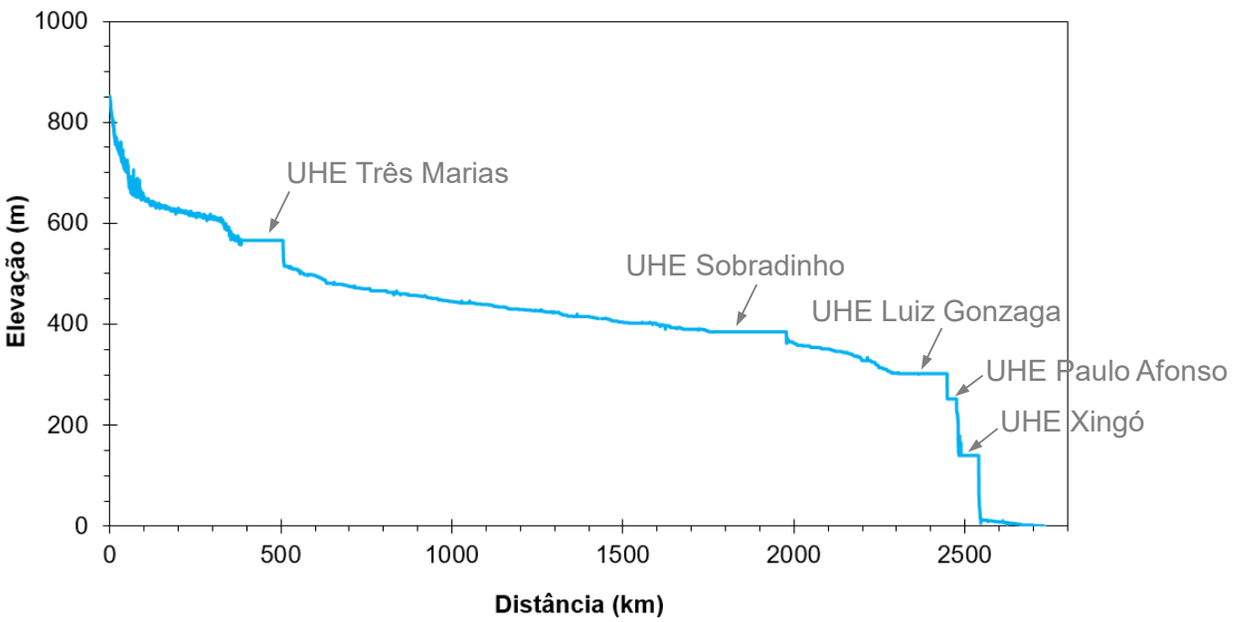


Figura 7.12 - Perfil topográfico longitudinal elaborado a partir do MDE do SRTM 30, com indicação de cinco usinas hidroelétricas (UHE).

7.9.4 Perfil longitudinal adimensional

Outra forma de trabalhar um perfil topográfico longitudinal é considera-lo de forma adimensional. No eixo x, adotam-se distâncias relativas à extensão total do curso d'água analisado. No eixo y, adotam-se também elevações relativas, obtidas usando a transformação como indicada para a elaboração de curvas hipsométricas adimensionais (Capítulo 5).

O propósito maior de apresentar um perfil de forma adimensional é poder comparar diretamente diferentes rios. Por exemplo, os perfis do rio São Francisco (Figura 7.13-a) e do rio Uruguai (Figura 7.13-b) podem ser melhor comparados entre si ao considerar ambos no formato adimensional (Figura 7.13-c). Cada rio tem uma extensão específica, sendo o trecho do rio São Francisco considerado com comprimento quase 1000 km superior ao trecho do rio Uruguai. Os perfis longitudinais adimensionais justapõem a variação topográfica da cabeceira à foz de cada trecho de forma relativa em termos do posicionamento ao longo da distância, fazendo com que cabeceira e foz de ambos os rios estejam alinhadas na mesma posição do espaço (eixo x).

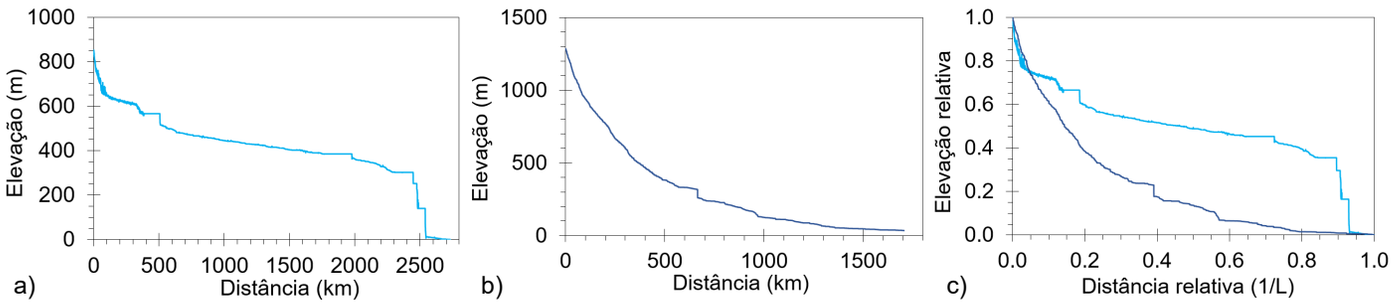


Figura 7.13 - a), b) Perfis topográficos longitudinais elaborados a partir do MDE do SRTM 90 para o rio São Francisco e o rio Uruguai, respectivamente; c) Perfis topográficos longitudinais adimensionais dos rios São Francisco (azul claro) e Uruguai (azul escuro).

7.10 Pré-processamento do MDE para incorporar rede de drenagem existente (stream burning)

7.10.1 Divergência entre rede de drenagem vetorial existente e a rede derivada do MDE

Para algumas regiões ou bacias hidrográficas, pode haver a disponibilidade de uma rede de drenagem vetorial considerada confiável. Porém, ao fazer o processamento do MDE e obter uma rede de drenagem segundo os procedimentos descritos nos itens anteriores, certamente essa rede não fica totalmente coincidente com a rede vetorial já disponível (Figura 7.14-a). As incertezas e erros envolvidos nesse processamento são discutidos no Capítulo 14, mas é fato que as fontes de dados e formas de obtenção distintas levam a redes também distintas, cujo grau de concordância entre as redes vai variar em cada caso.

Duas questões geralmente emergem para o usuário. A primeira é conceitual e se refere à dúvida de haver a necessidade para realizar o processamento do MDE e obter a rede de drenagem, dado que já existe uma rede de drenagem vetorial disponível. Se o objetivo do processamento do MDE é unicamente obter uma rede de drenagem vetorial, realmente pode não haver a necessidade desse processamento e o usuário já trabalha diretamente com o vetor disponível. Mas a grande maioria das situações é de haver a necessidade de outros planos de informação gerados nesse processo, como as direções de fluxo, áreas acumuladas de drenagem e a própria rede de drenagem em formato raster. Por exemplo, isso é fundamental para alimentar modelos de simulação hidrológica.

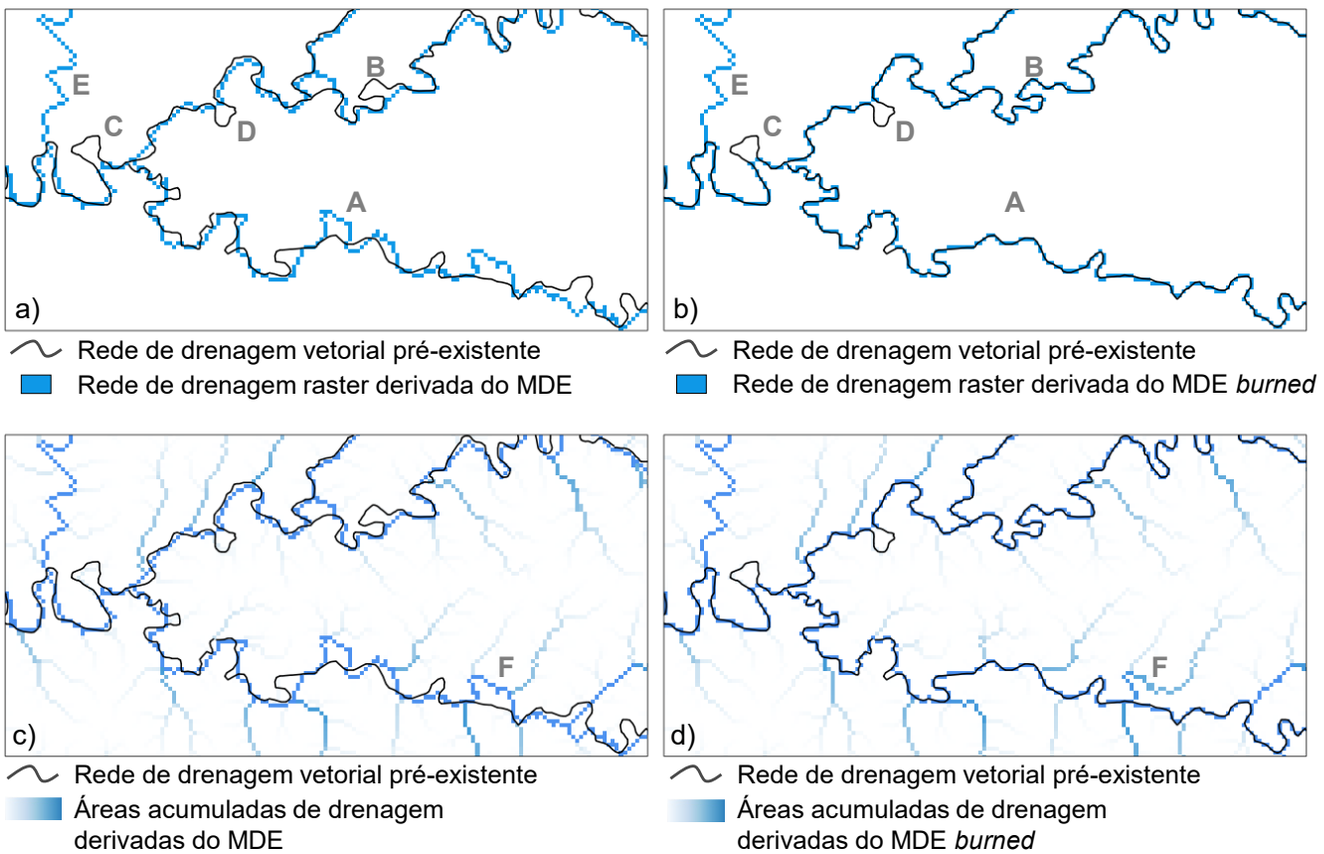


Figura 7.14 - a) Exemplo de uma rede de drenagem derivada do MDE com divergências em relação a uma rede vetorial pré-existente; b) Maior convergência da rede de drenagem derivada do MDE após realizar o stream burning (MDE burned) com a rede vetorial; c), d) Comparativo dos caminhos de fluxo indicados pelas áreas acumuladas de drenagem derivadas do MDE e do MDE burned, respectivamente, com a rede vetorial.

A segunda questão se refere à percepção justificada de estar desperdiçando informações valiosas. Houve esforço anterior em gerar e disponibilizar uma rede de drenagem vetorial, mas o usuário, por precisar de outros planos de informação, precisa processar o MDE e aquela rede vetorial já disponível em nada contribui. Se assim ocorre, há o desperdício de não aproveitar essa valiosa informação que é a rede vetorial existente. Porém, há outro caminho, que é aproveitar essa rede vetorial e incrementar a qualidade do processamento do MDE. Pode-se incorporar a rede vetorial disponível para fazer um pré-processamento do MDE, de forma que a rede de drenagem gerada pelo processamento desse MDE modificado esteja o mais próximo possível da rede vetorial disponível.

7.10.2 O conceito de stream burning

O pré-processamento do MDE para incorporar uma rede vetorial existente é conhecido na literatura inglesa pela expressão stream burning. Esse termo reflete a ideia central da operação, que é escavar o MDE nos pixels exatamente situados ao longo da rede de drenagem vetorial disponível. Em outras palavras, esses pixels do MDE tem a elevação rebaixada.

A expressão stream burning faz alusão a uma técnica de gravura em metal baseada na corrosão química por um ácido (Lindsay, 2016b). Em linhas gerais, essa técnica de gravura consiste em criar uma película protetora e resistente ao ácido, a qual é vazada conforme o desenho desejado a gravar no metal. Essa película protetora é aplicada a uma placa de metal, sobre a qual é feito o tratamento com ácido. As áreas vazadas da película permitem que o ácido queime a superfície metálica, escavando-a no formato daquele desenho da película.

Segundo Lindsay (2016b), não se sabe em definitivo a origem exata da técnica do stream burning, mas as evidências apontam que a ampla disseminação ocorreu a partir dos trabalhos desenvolvidos no Center for Research in Water Resources (CRWR) da Universidade do Texas, na segunda metade da década de 1990. Alguns dos trabalhos desenvolvidos pelo referido grupo e disponíveis para consulta são: Graham et al. (1999), Saunders (1999), Maidment (1996) e Hellweger e Maidment (1997).

O MDE modificado ou MDE burned é usado para a sequência de procedimentos padrão de processamento descrita neste capítulo e no capítulo anterior: remoção de depressões, atribuição de direções de fluxo, determinação das áreas acumuladas de drenagem e obtenção da rede de drenagem. A diferença é que o MDE modificado induz os algoritmos a encontrar o caminhamento de pixels rebaixado artificialmente pelo burning como um caminho preferencial de escoamento, já que esse rebaixamento provoca maiores declividades no sentido dos pixels vizinhos para os pixels rebaixados. Isso leva também à convergência dos caminhos de fluxo do entorno para esse caminhamento de pixels rebaixados.

Como resultado, a rede de drenagem derivada do MDE modificado tende a ficar com maior concordância com a rede vetorial disponível do que a rede de drenagem derivada do MDE original. Por esse motivo, alguns autores se referem ao MDE burned como MDE hidrologicamente consistido. Porém, não é consenso a adequabilidade desse termo, que pode ser interpretado de forma mais ampla e gerar certa confusão. Outros autores se referem a essa expressão para o MDE processado para remoção de depressões, como comentado no Capítulo 4.

A realização do stream burning também contribui consideravelmente para reduzir a quantidade de depressões existentes no MDE que são resultantes de artefatos do processo de aquisição de dados e elaboração do MDE (Burrough e McDonnell, 1998), já que há grande ocorrência desse tipo de artefato justamente em fundos de vale e ao longo do traçado da rede de drenagem.

Por exemplo, na Figura 7.14-b, os trechos da rede vetorial indicados pelos pontos A e B foram bem representados na rede gerada considerando o pré-processamento do MDE pelo stream burning, mas mal representados na rede derivada do MDE original.

Podem continuar havendo trechos com divergência entre a rede vetorial e a rede derivada do MDE burned (trechos C e D, da referida figura). O trecho E, por outro lado, praticamente ficou idêntico entre a rede gerada desde o MDE burned em relação à rede determinada do MDE original, já que não há trecho correspondente da rede vetorial pré-existente – ou seja, o MDE não foi escavado ao longo desse trecho. De outra forma, olhando para os caminhos de fluxo além da rede de drenagem (Figura 7.14-c comparativamente à Figura 7.14-d), percebem-se também modificações, como efeito secundário do rebaixamento do MDE ao longo da drenagem em si, como o trecho F do exemplo em questão.

7.10.3 Abordagens de stream burning

O procedimento de stream burning mais simples consiste em apenas rebaixar o MDE de forma constante por um mesmo valor para todos os pixels ao longo do caminhamento da rede de drenagem. Esse procedimento é tecnicamente equivalente a aumentar as elevações de toda a área de terreno adjacente aos rios (Lindsay, 2016b). O rebaixamento das elevações segundo a rede de drenagem é uma operação mais simples e envolve modificar menos pixels do que aumentar as elevações do terreno adjacente (Lindsay, 2016b).

Recomenda-se efetuar uma redução das elevações por um valor grande o suficiente, como 50 ou 100 m, por exemplo, para que o MDE modificado induza à obtenção da rede de drenagem da forma desejada. Rebaixamentos pequenos como 1 m podem não causar o efeito esperado. O motivo para isso é que podem haver pixels vizinhos já com essa diferença de elevações em torno de 1 m ou até mais. MDEs com resolução espacial relativamente grosseira, como os provenientes de levantamentos globais e disponibilizados gratuitamente, podem apresentar elevações com essa característica, por exemplo.

É importante ter em mente que o rebaixamento artificial do MDE é realizado com o propósito explícito de melhorar o posterior resultado da derivação das direções de fluxo, áreas acumuladas de drenagem e rede de drenagem. O MDE burned não deve ser usado como representação topográfica em si, para outras finalidades, já que as alterações de elevação foram realizadas artificialmente e de certa forma arbitrária em termos de valores.

Para realizar esse tipo de procedimento de stream burning, basta converter o vetor da rede drenagem pré-existente para o formato raster, onde pixels da drenagem tem atributo 1 e demais pixels tem atributo zero, com mesma resolução espacial do MDE (Figura 7.15). Idealmente pode-se refinar a representação raster da rede de drenagem para que exista um caminhamento de cada trecho de rio representado por uma largura de um pixel. Caso o trecho de rio no raster seja representado com largura de dois ou mais pixels, pode haver a tendência de surgir pequenos fluxos de drenagem paralelos ao processar o MDE burned para obter os caminhos de fluxo.

Em seguida, realiza-se uma operação matemática em que o MDE modificado é gerado pela diferença entre o MDE original e k vezes o raster da drenagem, onde k é o valor do rebaixamento (50 ou 100 m, por exemplo).

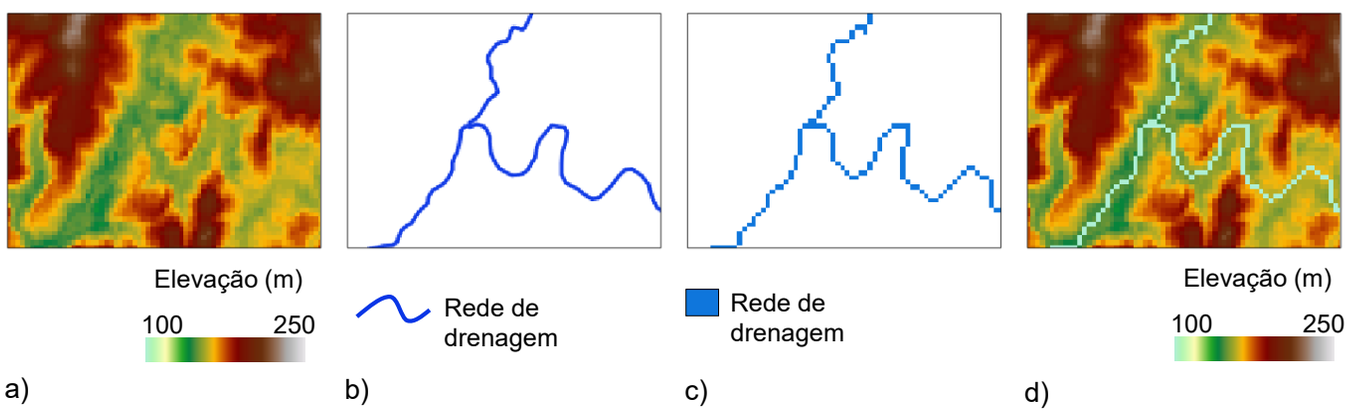


Figura 7.15 - a) Modelo Digital de Elevação; b) Rede de drenagem vetorial pré-existente; c) Rede de drenagem pré-existente convertida para raster; d) MDE modificado pelo rebaixamento por 100 m dos pixels ao longo da rede de drenagem pré-existente (stream burning).

A operação do rebaixamento de um MDE segundo a rede de drenagem é esquematicamente exemplificada na Figura 7.16. Para o pixel destacado pelo retângulo azul, como ele está situado sobre a rede de drenagem, no MDE modificado a elevação dele foi reduzida por 50 m em relação ao MDE original, já que a operação foi 114 - 50 x 1 = 64. Já para o pixel destacado pelo retângulo cinza, que não se situa sobre a rede de drenagem, a operação foi 111- 50 x 0 =111, mantendo a mesma elevação no MDE modificado em relação ao MDE original.

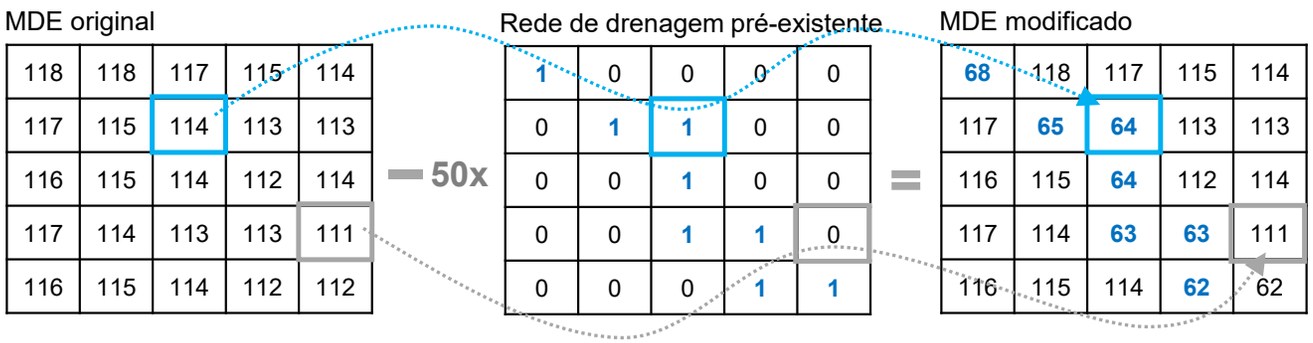


Figura 7.16 - Ilustração da operação de rebaixamento de MDE por 50 m segundo pixels de uma rede de drenagem raster: pixels que correspondem à rede de drenagem raster (atributo 1) tem elevação reduzida em 50 m no MDE modificado em relação ao MDE original, como o pixel indicado em azul; pixels que não correspondem à rede de drenagem raster (atributo 0) permanecem com mesma elevação do MDE original (a exemplo do pixel indicado em cinza).

Alternativamente, pode-se impor uma declividade ao fazer o rebaixamento de pixels do MDE, de forma a já induzir o sentido do fluxo desse caminhamento principal de pixels durante o processamento do MDE. Existem outras formas mais rebuscadas para incorporar uma rede vetorial pré-existente para o pré-processamento do MDE.

Alguns métodos de stream burning propostos na literatura procuraram, por exemplo, considerar lagos e wetlands além dos traçados dos rios, considerar um rebaixamento gradativo para áreas de grandes planícies de inundação marginais aos rios, considerar informações sub-grade (inferior ao tamanho do pixel do MDE) e incorporar informações topológicas da rede no procedimento, entre diversas outras variações da abordagem (Daniels et al., 2011; Getirana et al., 2009; Kenny e Matthews, 2005; Lindsay, 2016b).

7.10.4 Qualidade da rede de drenagem vetorial usada para o stream burning

Independente da forma de realizar o stream burning, é fundamental questionar a validade da rede de drenagem vetorial disponível para esse procedimento. Esse plano de informações pode ser disponibilizado por instituições oficiais como órgãos de governo que gerenciam e proveem bancos de dados geográficos. Nesse caso, recomenda-se avaliar como foi elaborada a rede de drenagem disponibilizada, a partir de qual levantamento, se foi feita edição e verificação de qualidade etc.

Outra possibilidade de obter uma rede de drenagem vetorial para servir ao stream burning é a digitalização manual a partir de imagens de satélite como Landsat ou disponíveis por plataformas como o Google Earth. Deve-se ter cuidado quanto ao georeferenciamento das imagens e atenção ao traçado das linhas durante a digitalização, adequando o

nível de zoom da visualização. Deve-se também cuidar da edição dos vetores, para evitar a descontinuidade entre trechos dos vetores.

Em rios muito largos, como o trecho do rio Uruguai indicado por A na Figura 7.17, na fronteira entre Brasil e Argentina, o traçado deve seguir ao longo do centro da seção transversal e deve ser evitado um efeito de ziguezague internamente à área entre as margens do rio.

Em rios relativamente mais estreitos que o do exemplo anterior, como o trecho do rio Quaraí na fronteira entre Brasil e Uruguai (trecho B na Figura 7.17), a possibilidade do operador da digitalização provocar um ziguezague diminui, ao mesmo tempo que aumenta o esforço necessário para seguir adequadamente todos os meandros do rio.

Para trechos de rio com largura ainda menor, como o caso do trecho indicado por C na referida figura, a limitada capacidade visual de identificar o traçado do rio praticamente impede o efeito de ziguezague dentro da calha do rio. Aumenta-se bastante o risco de a digitalização não seguir adequadamente todos os meandros, nesse caso.

Já o rio identificado como D é um exemplo em que não há a visualização clara do traçado do rio, em função da largura reduzida relativamente à resolução espacial da imagem e devido à presença de vegetação ripária. Nessa situação, deve-se ponderar se a maior incerteza associada à digitalização do rio é aceita para o processo de stream burning. Essa decisão deve considerar o propósito do processamento do MDE e a finalidade de uso dos produtos derivados.

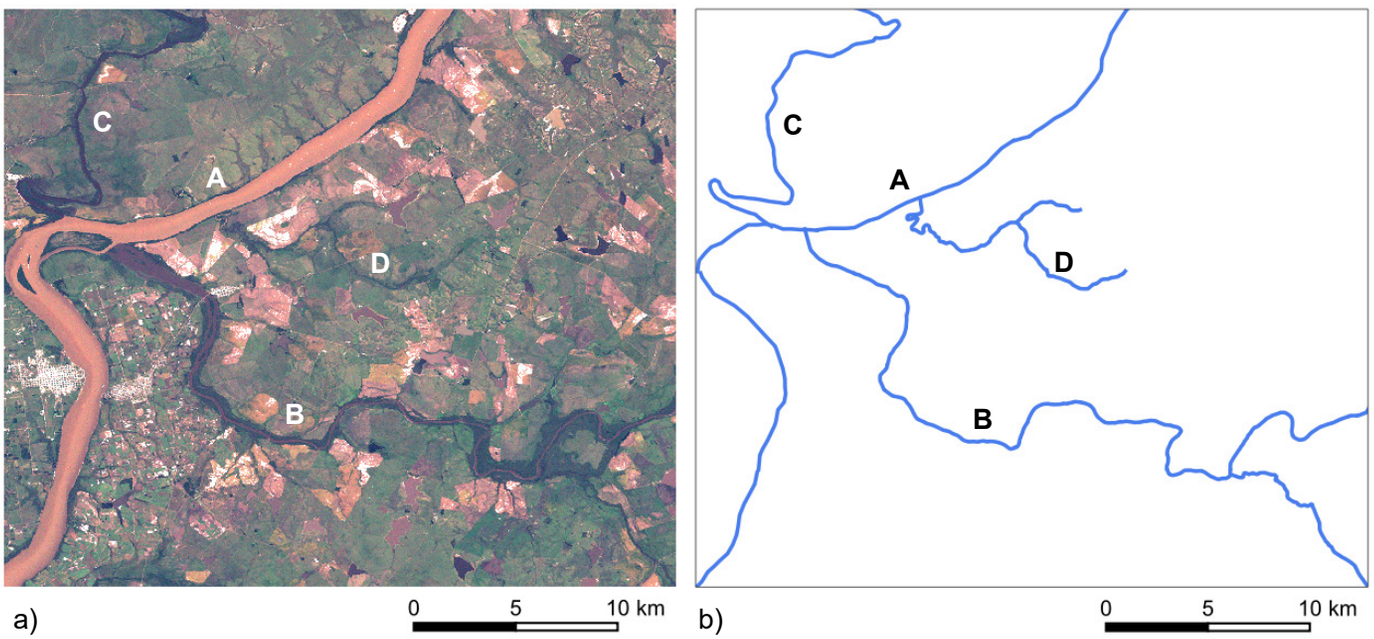


Figura 7.17 - a) Composição colorida de imagem Landsat (path 225, row 81) de região na fronteira entre Brasil, Argentina e Uruguai, com destaque para um trecho do rio Uruguai (A) e de afluentes (B, C, D); b) Trechos de rios da bacia do rio Uruguai digitalizados manualmente a partir da imagem Landsat.

7.11 Mudança de escala na rede de drenagem

Em algumas situações, o usuário deseja ter uma rede de drenagem com resolução espacial mais grosseira do que a resolução espacial do MDE disponível. Um exemplo de situação em que isso ocorre é para compatibilizar a rede de drenagem com outros planos de informação. Outro exemplo é quando se quer alimentar modelos hidrológicos para os quais não se tem interesse em trabalhar com resolução espacial mais refinada. Uma terceira situação é para contornar limitações de processamento e armazenamento de grande quantidade de dados.

Para gerar uma rede de drenagem em resolução espacial mais grosseira do que o MDE original, há duas abordagens. A primeira é a mais intuitiva e simples de operar e, por isso, é a mais amplamente utilizada. Consiste em degradar a resolução do MDE e processar esse MDE degradado para obter a rede de drenagem grosseira.

A outra abordagem é mais complexa e requer algoritmos específicos, sendo referida como upscaling de direções de fluxo. Trata-se de obter os caminhos de fluxo na resolução original do MDE e a partir dessa informação derivar as direções de fluxo e a rede de drenagem em resoluções mais grosseiras. As duas abordagens são detalhadas nos itens a seguir.

7.11.1 Abordagem via degradação do MDE

Nesta abordagem, a rede de drenagem em resolução espacial mais grosseira do que o MDE é obtida tendo como etapa principal a degradação da resolução espacial do próprio MDE (Figura 7.18). São empregados procedimentos como a média, métodos de interpolação ou do vizinho mais próximo, por exemplo, e obtido um MDE com elevações determinadas em função das elevações do MDE original (como descrito no Capítulo 4). A partir desse MDE degradado, procede-se aos métodos usuais de processamento de um MDE para obter as direções de fluxo, as áreas acumuladas de drenagem e a rede de drenagem, como descrito neste capítulo e no capítulo anterior.

Todos os procedimentos envolvidos são comumente disponíveis nos softwares de geoprocessamento e SIG. Destaca-se que a operação direta relacionada à mudança de escala é a degradação do MDE, isto é, são as elevações que são passadas de uma resolução espacial para a outra. Para intervalos de resolução espacial relativamente pequenos, essa forma de procedimento é a mais recomendada, pela praticidade, facilidade de execução e coerência de resultados.

Quando o nível de degradação da resolução espacial é relativamente grande, com um salto considerável entre a escala mais fina e a mais grosseira, a perda de informação que ocorre com a degradação do MDE é muito intensa. O processamento desse MDE degradado pode resultar uma rede de drenagem de baixa qualidade em termos da representação dos padrões espaciais de caminhos de fluxo presentes na rede de drenagem que seria obtida na resolução original do MDE. A rede de drenagem resultante tende a apresentar nítidas inconsistências e pode demandar certo tempo de edição manual para correção, ou simplesmente induzir a análises incoerentes e erros em estudos que utilizem tal informação.

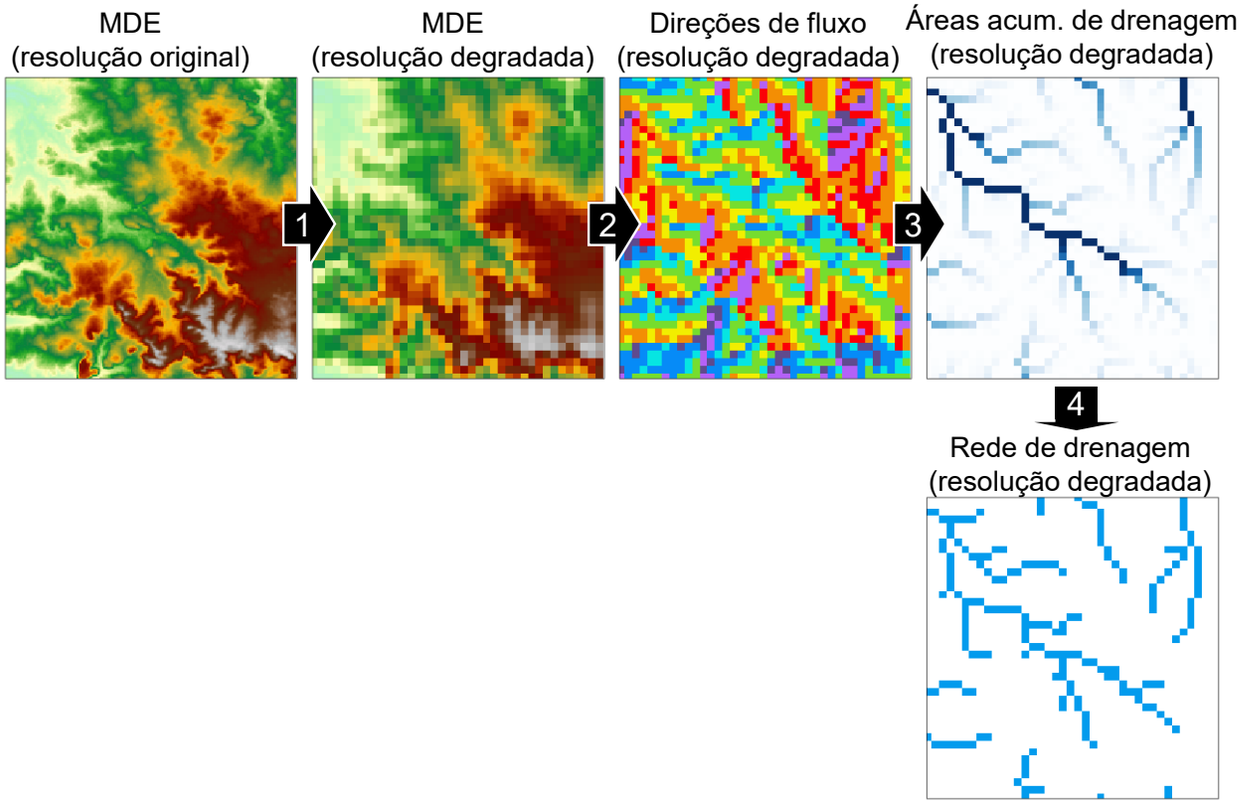


Figura 7.18 - Abordagem de obtenção de rede de drenagem em resolução espacial mais grosseira do que o MDE disponível: degradação do MDE (etapa 1) e, sequencialmente, obtenção das direções de fluxo, áreas acumuladas e rede de drenagem na resolução grosseira (etapas 2, 3 e 4).

Um exemplo marcante de inconsistência resultante da agregação da informação topográfica e posterior derivação da rede de drenagem é ilustrado para a bacia do rio São Francisco (área de drenagem de cerca de 640.000 km²; Figura 7.19), baseado em resultados obtidos por Saraiva e Paz (2014). O MDE do SRTM com 90 m de resolução espacial foi agregado para a resolução espacial de 50 km e aplicou-se os métodos usuais para determinar a rede de drenagem e a delimitação da bacia hidrográfica (conceito trabalhado no próximo capítulo). O resultado é um erro expressivo na parte baixa da bacia, com o rio drenando para a costa do estado do Ceará, ao invés de curvar-se para o Leste na fronteira entre Alagoas e Pernambuco.

Ao longo de toda a bacia nesse exemplo, a comparação entre o traçado da rede de drenagem na resolução de 50 km com o traçado derivado diretamente na resolução original do SRTM evidencia outros trechos inconsistentes e que deveriam ser corrigidos para melhor compatibilidade entre essas redes de drenagem. A rede de drenagem na resolução de 50 km (linhas azuis) deveria reproduzir ao máximo possível os padrões da rede de drenagem refinada (linhas brancas). Apesar da inerente dificuldade imposta por uma grade tão grosseira, a rede derivada pelo procedimento de upscaling de direções de fluxo (usando o algoritmo chamado COTAT+, descrito nos itens seguintes) consegue muito melhor resultado do que a rede obtida a partir da agregação do MDE. O trecho da parte alta da bacia destacado na ampliação dos mapas demonstra essa diferença de qualidade entre os traçados das redes de 50 km de resolução espacial.

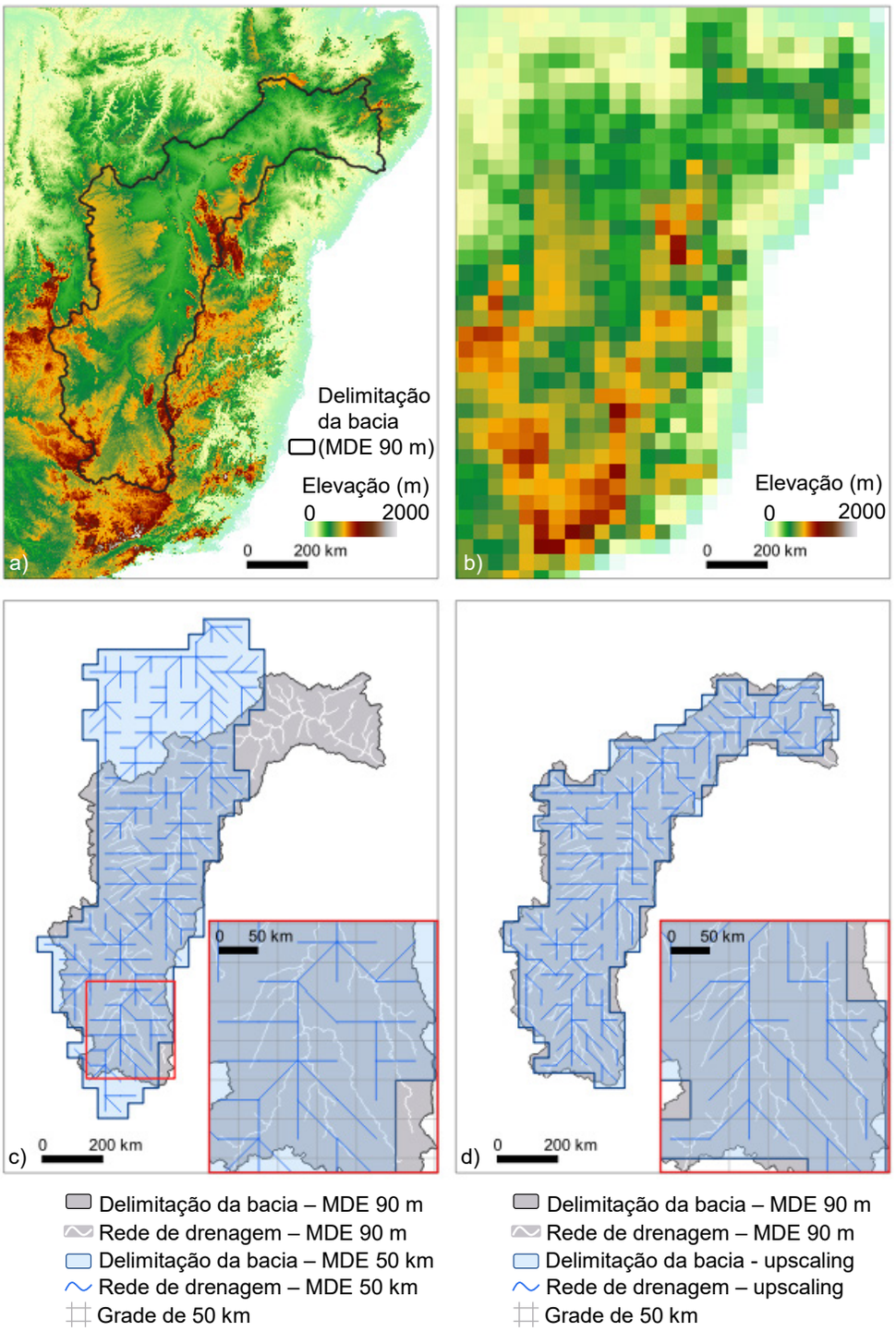


Figura 7.19 - a) MDE do SRTM 90 para região que abrange a bacia hidrográfica do rio São Francisco; b) MDE de 50 km de resolução espacial obtido pela agregação do SRTM 90; c) Comparativo entre delimitação da bacia e rede de drenagem obtidos do MDE agregado de 50 km em relação e resultados obtidos na resolução espacial de 90 m; d) Comparativo entre delimitação da bacia e rede de drenagem obtidos pelo algoritmo de upscaling de direções de fluxo COTAT+ e resultados obtidos na resolução espacial de 90 m.

7.11.2 Abordagem de upscaling de direções de fluxo

A abordagem de realizar o upscaling de direções de fluxo foi concebida inicialmente para reduzir a quantidade de pixels a serem trabalhados em estudos como de modelagem hidrológica. O MDE disponível apresenta uma resolução espacial que configura um nível de detalhamento indesejado ou até proibitivo para o desenvolvimento dos estudos subsequentes ao manter essa mesma grade.

Em alguns casos, o upscaling foi aplicado para obter direções de fluxo e rede de drenagem em resolução espacial dezenas ou centenas de vezes mais degradada do que a resolução original do MDE disponível. Essa necessidade ocorre, por exemplo, para obter informações para alimentar modelos hidrológicos de grande escala, discretizados em grade regular de elementos de 5, 10 ou mais quilômetros de tamanho. MDEs globais com resolução espacial aproximada de 30 ou 90 m proveem informação altamente refinada nesse caso. Degradar esse tipo de MDE até a resolução do modelo hidrológico representa um salto de escala muito grande. Por exemplo, ao passar de 90 m para 10 km, tem-se um salto entre as resoluções espaciais de mais de 100 vezes.

Para realizar o upscaling, primeiramente o MDE na resolução espacial original é processado para obter as direções de fluxo e as áreas acumuladas de drenagem, com os métodos usuais de realizar tais operações, como visto no capítulo anterior e na parte inicial deste capítulo. Esses dois planos de informação representam e caracterizam os caminhos de fluxo na resolução espacial do MDE. Tendo isso como dados de entrada, um algoritmo de upscaling decide as direções de fluxo de pixels em uma resolução espacial degradada (Figura 7.20). Essas direções de fluxo servem para obter as áreas acumuladas de drenagem e a rede de drenagem na resolução degradada, via métodos convencionais.

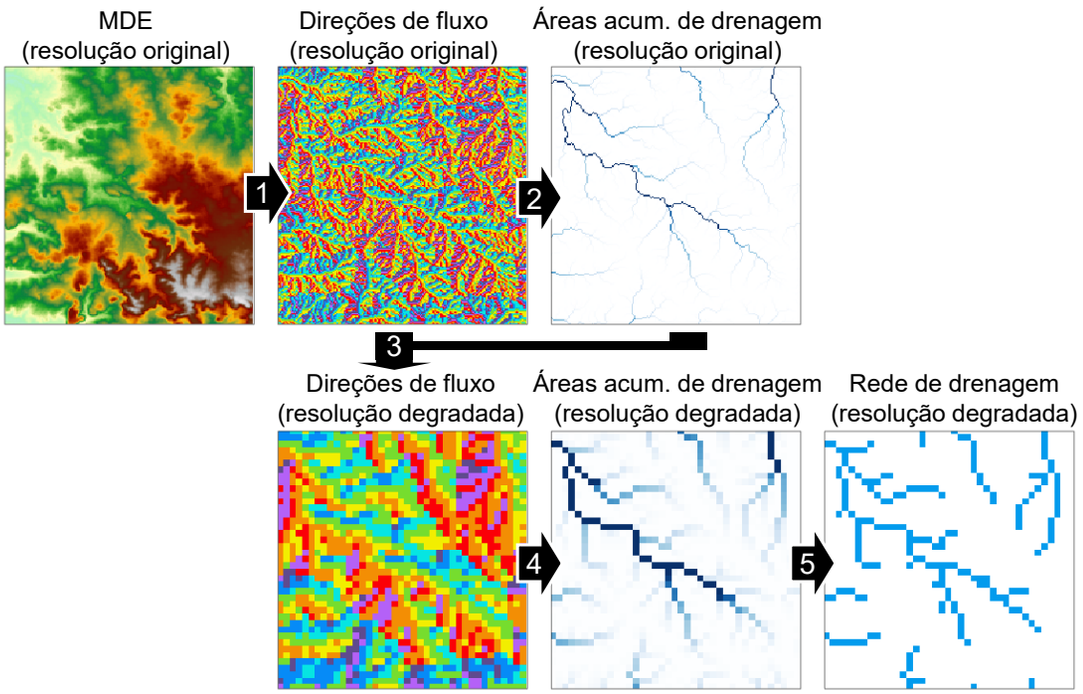


Figura 7.20 - Abordagem de obtenção de rede de drenagem em resolução espacial mais degradada do que o MDE disponível: obtenção de direções de fluxo (etapa 1) e áreas acumuladas de drenagem (etapa 2) na mesma resolução do MDE; upscaling de direções de fluxo (etapa 3); obtenção das áreas acumuladas e da rede de drenagem na resolução degradada (etapas 4 e 5).

7.11.3 Métodos de upscaling de direções de fluxo

Existem vários métodos de upscaling propostos na literatura científica e trabalhos que descrevem alguns desses métodos são listados na Tabela 7.3. A referida tabela apresenta também as resoluções espaciais originais e grosseiras e os correspondentes saltos de escala realizados em cada trabalho.

O trabalho de Davies e Bell (2009) apresenta uma avaliação comparativa de resultados obtidos com os métodos de Fekete et al. (2001), Olivera e Raina (2003) e Paz et al. (2006). A comparação com resultados obtidos pela abordagem mais simples, de agregar a informação topográfica do MDE, e depois derivar a rede de drenagem é também avaliada conjuntamente.

7.11.4 O algoritmo COTAT+

Um dos algoritmos de upscaling considerado de excelente desempenho segundo Davies e Bell (2009) é o algoritmo denominado COTAT+ (Cell Outlet Tracing with an Area Threshold Plus). Esse algoritmo é descrito em Paz et al. (2006) e detalhado neste item. Trata-se de uma melhoria do algoritmo COTAT (Cell Outlet Tracing with an Area Threshold) proposto por Reed (2003). O método proposto por Yamazaki et al. (2009) segue de forma muito similar o COTAT+.

O método COTAT+ tem sido utilizado com sucesso para obter redes de drenagem em resoluções espaciais grosseiras em bacias hidrográficas com diferentes características no Brasil (Saraiva e Paz, 2014; Pereira et al., 2017) e em outras partes do mundo, como no Reino Unido (Davies et al., 2023; Davies e Bell, 2009), África Ocidental (Dadson et al., 2010), Itália (Rosim et al., 2015) e até para todo o globo (Riddick et al., 2018). O estudo independente de Davies e Bell (2009) atestou a qualidade do algoritmo COTAT+ comparativamente a outros procedimentos.

Mais recentemente, esse algoritmo se mostrou útil também para ser usado para a mudança de escala envolvendo redes de drenagem derivadas de dados LiDAR. Foram obtidas redes de drenagem nas resoluções de 30 m, 100 m e 200 m a partir das informações de drenagem obtidas na resolução original de 1 m do MDT LiDAR (Almeida et al., 2024).

Para melhor compreensão do funcionamento do algoritmo COTAT+, considere que os elementos da grade de resolução espacial mais grosseira são chamados de células, enquanto os elementos da grade de resolução espacial original (mais fina) são chamados por pixels. Cada célula tem em sua abrangência geográfica um conjunto de pixels. Por exemplo, na Figura 7.21 o upscaling é entre resoluções espaciais que representam uma degradação de 10 vezes, isto é, cada célula da resolução espacial degradada é composta por 10 x 10 pixels da resolução espacial original.

O algoritmo COTAT+ é composto por três etapas principais. A primeira etapa é a seleção do pixel exutório para cada célula. O pixel exutório é selecionado como aquele pixel inserido na área da célula, que está localizado na borda da célula e representa a saída do caminho de fluxo principal de pixels que passa pela célula, via aplicação de dois critérios: i) valor da área acumulada de drenagem; ii) extensão do caminho de fluxo dentro da célula.

O primeiro critério estabelece que o primeiro candidato a pixel exutório é aquele com maior área acumulada de drenagem, dentre aqueles contidos na área da célula. O segundo critério estabelece que esse candidato do primeiro critério deve ser avaliado quanto à extensão do caminho de fluxo a montante dele, dentro da célula. Caso tal caminho seja superior a um valor pré-estabelecido, que é um parâmetro do algoritmo chamado de Caminho Mínimo a Montante (CMM), esse candidato é aceito como pixel exutório.

Tabela 7.3 - Lista de trabalhos científicos que propuseram métodos de upscaling de direções de fluxo, com resoluções espaciais e mudanças de escala trabalhadas.

Referência bibliográfica	Resoluções espaciais trabalhadas no upscaling	Saltos de escala
(Kao, 1992)	40 m para 200 m	5 x
(Arora e Boer, 1999)	100 km para 420 km 100 km para 310 km	4,2 x 3,1 x
(O'Donnell et al., 1999)	1 km para 28 km	28 x
(Wang et al., 2000)	30 m para 120 m 30 m para 150 m	4 x 5 x
(Fekete et al., 2001)	1 km para 10 km 1 km para 50 km	10 x 50 x
(Döll e Lehner, 2002)	1 km para 20 km 10 km para 60 km 20 km para 60 km	20 x 6 x 3 x
(Olivera et al., 2002)	1 km para 310 km	310 x
(Reed, 2003)	30 m para 1 km 30 m para 4 km 400 m para 4 km	33 x 133 x 10 x
(Olivera e Raina, 2003)	1 km para 100 km 1 km para 310 km	100 x 310 x
(Shaw et al., 2005a)	30 m para 3 km 200 m para 90 km 1 km para 230 km	100 x 450 x 230 x
(Shaw et al., 2005b)	1 km para 230 km	230 x
(Paz et al., 2006)	200 m para 10 km 250 m para 10 km	50 x 40 x
(Arora e Harrison, 2007)	50 km para 156 km 50 km para 210 km	3,1 x 4,2 x
(Yamazaki et al., 2009)	1 km para 50 km 1 km para 100 km	50 x 100 x
(Wu et al., 2011)	1 km para 7,5 a 240 km	7,5 a 240 x
(Saraiva e Paz, 2014)	100 m para 10 km 100 m para 30 km 200 m para 50 km	100 x 300 x 250 x
(Eilander et al., 2021)	90 m para 1 km 90 m para 10 km 90 m para 25 km	11 x 111 x 278 x
(Almeida et al., 2024)	1 m para 30 m 1 m para 100 m 1 m para 200 m	30 x 100 x 200 x

Caso o pixel candidato seja reprovado pelo critério do CMM, o próximo candidato a pixel exutório é o de segunda maior área acumulada de drenagem, dentro da célula. Ele deve ser verificado pelo segundo critério e, se atendido, é finalizada a definição do pixel exutório. Caso seja reprovado, procede-se ao próximo, sequencialmente em ordem decrescente de maior área acumulada de drenagem, até encontrar um que atenda ao critério CMM. O valor de CMM recomendado por Paz et al. (2006) é de 1/5 da dimensão da célula de baixa resolução espacial.

Os pixels exutórios definidos para as células do exemplo Figura 7.21 ilustram como funcionam os dois critérios. Para todas as células exceto a célula 3, o pixel exutório definido é exatamente aquele de maior área acumulada de drenagem. Para a célula 3, o pixel de maior área acumulada de drenagem (pixel Px) não foi aceito pelo critério do CMM. A ideia desse critério é evitar que caminhos de fluxo principais (maior porte em termos de área de contribuição) que passam apenas marginalmente pelo interior da célula sejam considerados os representativos para definição da direção de fluxo da célula. De fato, faz mais sentido que se tome o caminho de fluxo ao qual o pixel PE3 pertence para representar o caminho principal a ser considerado para definir a célula 3 do exemplo em questão (e não o caminho de fluxo que passa pelo pixel Px, cuja extensão dentro da célula 3 é muito reduzida, inferior a CMM).

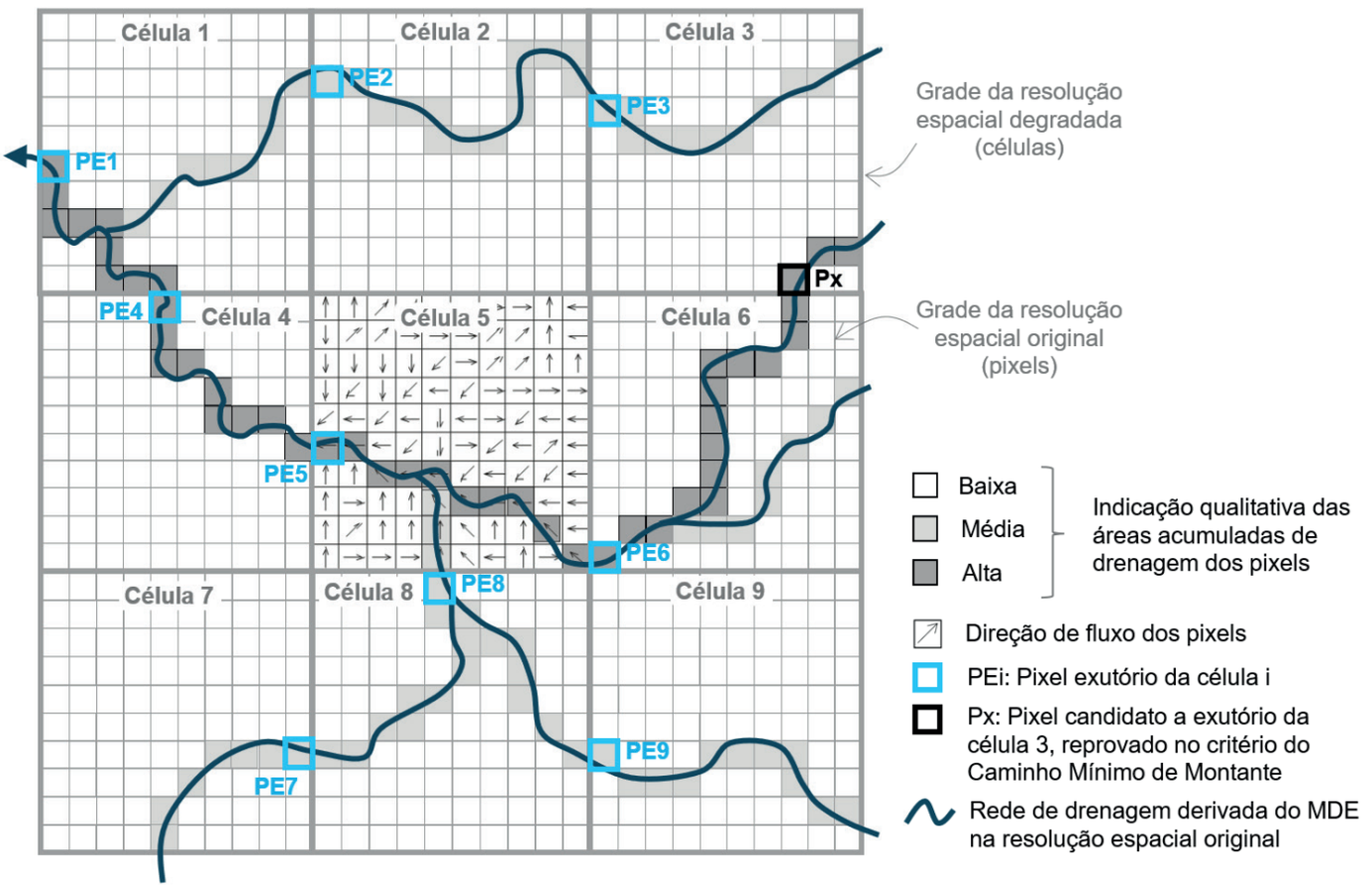


Figura 7.21 - Ilustração da definição do pixel exutório de cada célula, como etapa do algoritmo COTAT+ de upscaling de direções de fluxo, usado para derivar direções de fluxo em uma grade mais grosseira do que a resolução espacial do MDE disponível.

Depois de definido o pixel exutório de todas as células, a etapa seguinte do algoritmo COTAT+ é a definição em si da direção de fluxo das células. Para cada célula, percorre-se o caminho de fluxo a jusante do pixel exutório da célula até encontrar um pixel exutório de outra célula. Ao encontra-lo, quantifica-se a diferença de área acumulada de drenagem entre esses pixels. Se essa diferença é superior a um valor pré-estabelecido, que é o parâmetro conhecido como Área Incremental Mínima (AIM), encerra-se o percurso e a célula tem direção de fluxo atribuída no sentido da célula na qual se encerrou o percurso. Caso a diferença calculada entre áreas acumuladas seja inferior a AIM, continua-se o percurso até encontrar outro pixel exutório, novamente quantificando a diferença incremental de área acumulada e verificando se superior a AIM.

Caso o percurso saia da janela 3 x 3 de vizinhança imediata da célula sem encontrar um pixel exutório que atenda ao critério da AIM, o percurso é interrompido e a direção da célula é atribuída no sentido da última célula vizinha visitada no percurso.

No exemplo da Figura 7.21, para definir a direção de fluxo da célula 5, o caminho de fluxo traçado segue a jusante de PE5 até encontrar PE4. Caso a diferença de áreas acumuladas entre PE4 e PE5 seja superior ao valor pré-estabelecido de AIM, a célula 5 tem direção ortogonal para a esquerda, drenando para a célula 4 (Figura 7.22-a).

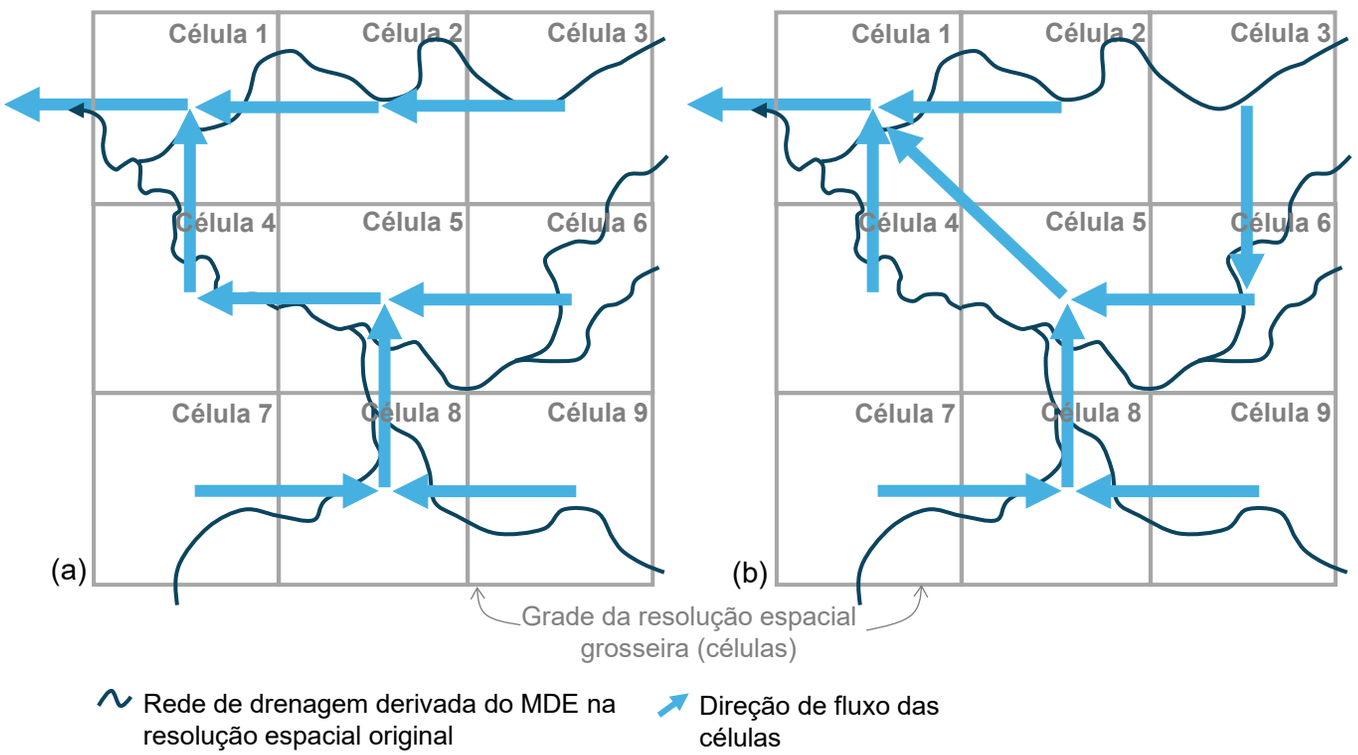


Figura 7.22 - Ilustração da atribuição de direções de fluxo, como parte do algoritmo COTAT+ de upscaling de direções de fluxo.

Caso a diferença seja inferior a AIM, continua-se o traçado do caminho a jusante de PE4 até encontrar PE1. Se a diferença entre áreas acumuladas do PE1 e PE5 for superior a AIM, a direção de fluxo da célula 5 é diagonal superior direita, drenando para a célula 1 (Figura 7.22-b). Caso essa diferença também não atenda ao valor mínimo estabelecido, o caminho de fluxo que seria continuado sairia da vizinhança imediata da célula 5 e, como a última célula visitada foi a célula 1, a direção de fluxo da célula 5 seria também no sentido dessa célula.

O parâmetro AIM tem influência sobre a maior ou menor ocorrência de direções de fluxo ortogonais e diagonais. Quanto maior o valor de AIM, maior a exigência quanto ao incremento de área acumulada entre pixels exutórios, induzindo a percorrer maiores percursos até satisfazer esse critério ou sair da vizinhança da célula. Isso aumenta a chance de direções de fluxo diagonais.

Quanto menor o valor de AIM, mais facilmente se atende a esse critério, tendendo a ter maior quantidade de direções de fluxo ortogonais. O valor de AIM recomendado por Paz et al. (2006) é igual à área da célula da grade de baixa resolução espacial.

Ainda no exemplo da Figura 7.21, se o pixel exutório da célula 3 fosse o pixel Px, a direção dessa célula seria no sentido da célula 6 ou da célula 5 (Figura 7.22-b), a depender do resultado da verificação dos incrementos de área acumulada. Mas, sendo PE3 o pixel exutório da célula 3, a direção de fluxo dessa célula é no sentido da célula 2 (Figura 7.22-a), o que é bem mais coerente com a rede de drenagem de alta resolução. Isso ilustra o impacto do parâmetro CMM para a definição da escolha do pixel exutório sobre a atribuição das direções de fluxo.

7.11.5 Upscaling com mudança gradual de resolução espacial

Quando o salto de escalas é muito grande, uma alternativa que tende a melhorar os resultados do upscaling de direções de fluxo é a aplicação fazendo mudanças graduais de resolução espacial, como proposto por Saraiva e Paz (2014).

No procedimento padrão, passa-se da resolução refinada inicial diretamente para a resolução grosseira. Na abordagem de aplicar o upscaling com mudanças graduais, faz-se a mudança sequencial para resoluções espaciais intermediárias até alcançar a resolução mais grosseira e considerada a final do processo (Figura 7.23).

Por exemplo, ao invés de aplicar o upscaling para saltar da resolução de 100 m para a resolução 50 km (salto de 500 x), como é o procedimento padrão, a aplicação gradual pode fazer o salto de 100 m para 1 km, depois saltar de 1 km para 10 km e depois fazer o salto final de 10 km para 50 km. O resultado de uma mudança de resolução espacial serve como entrada para a mudança subsequente, até alcançar a resolução final desejada. Nesse exemplo, são três saltos mais curtos (10 x, 10 x e 5 x) em substituição ao salto gigante único de 500 x.

A ideia principal é que uma sequência de saltos menores favorece a preservação dos padrões espaciais dos caminhos de fluxo entre resoluções espaciais, ao contrário de um único salto que representa uma mudança muito intensa da resolução espacial. Nesse caso, há uma densidade de pixels e de caminhos de fluxo ao nível da resolução refinada de tal forma que a interpretação e decisão dos fluxos principais que devem ser representados na resolução grosseira fica mais complexa.

Resultados obtidos por Davies e Bell (2009) na aplicação de três algoritmos distintos de upscaling de direções de fluxo com a abordagem tradicional de salto único claramente ilustra como ocorre piora no desempenho do upscaling com o aumento do salto.

A definição das resoluções espaciais intermediárias e a quantidade de saltos parciais no upscaling gradual é definida pelo usuário. Duas considerações principais são recomendadas para essa definição. A primeira é ter certo equilíbrio entre as dimensões dos saltos. A segunda é que cada salto represente uma mudança de escala de mais que três vezes. Saltos inferiores a isso podem levar alguns algoritmos de upscaling a não funcionarem adequadamente, dado que existiria uma quantidade muito reduzida de pixels da resolução espacial inicial dentro da abrangência do pixel da resolução espacial final.

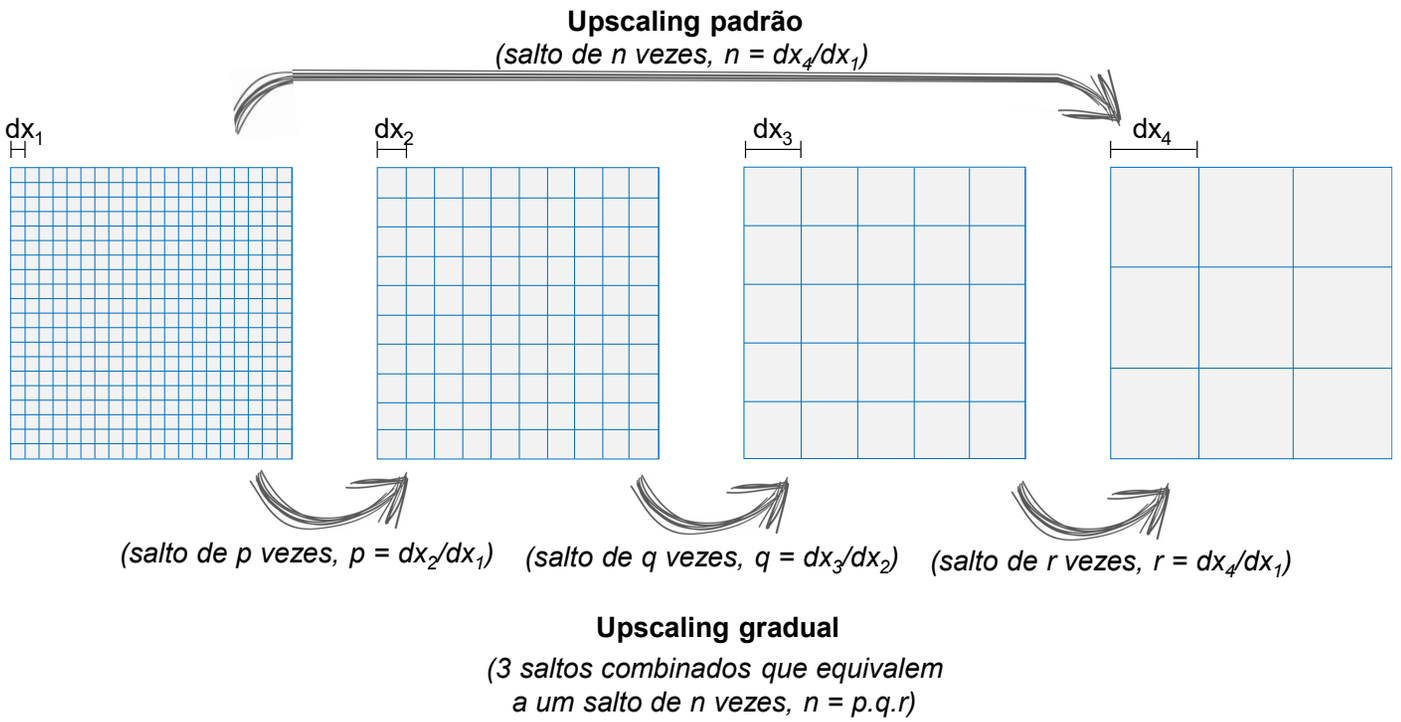


Figura 7.23 - Esquema do upscaling padrão, desde uma resolução espacial de origem dx_1 até obter resultados na resolução espacial grosseira dx_4, e do upscaling gradual, com saltos de escala intermediários desde dx_1 para dx_2, depois de dx_2 para dx_3 e, finalmente, de dx_3 para dx_4.

Capítulo 8

Bacias hidrográficas

O conceito de bacia hidrográfica pode ser entendido como a área de captação natural da precipitação cujos escoamentos resultantes são direcionados a um determinado ponto do terreno, que é o exutório da bacia (Figura 8.1). Todo o escoamento resultante da transformação da precipitação em vazão na área da bacia hidrográfica tem como único ponto de saída desse sistema o exutório. Por isso, também se costuma referir a essa área como bacia de drenagem, área de drenagem ou área de contribuição a esse ponto tomado como exutório.

Em outras palavras, pode-se estabelecer que, dado um ponto escolhido como exutório, a delimitação da bacia correspondente a esse ponto é definida como a identificação de todas as porções do terreno cujos escoamentos passam por esse ponto. Mas, como saber se o escoamento de uma área específica da região passa pelo ponto escolhido como exutório?

A forma usual para obter essa resposta é a análise da topografia da região. Na forma mais tradicional, essa análise é feita pela interpretação visual a partir de cartas topográficas com traçados de curvas de nível. O procedimento mais utilizado atualmente é a análise topográfica de forma automatizada, com algoritmos específicos propostos para o processamento do MDE e a delimitação da bacia hidrográfica.

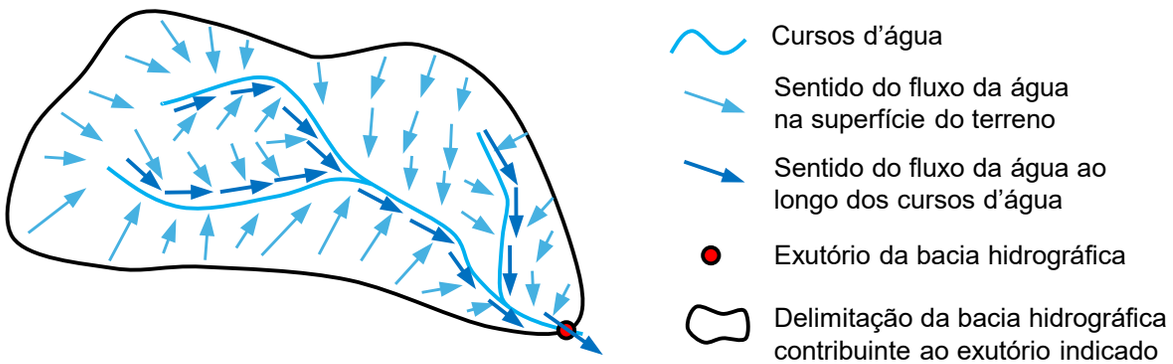


Figura 8.1 - Representação do conceito de bacia hidrográfica contribuinte a um determinado ponto escolhido como exutório.

Este capítulo descreve como é o processamento do MDE para obter a delimitação bacia hidrográfica e para estimar características da bacia, como tamanho de área, perímetro, densidade de drenagem e índices geomorfológicos. É apresentada também a caracterização da ordem dos cursos d'água de uma bacia e a discretização da bacia em sub-bacias

segundo três métodos: critério das confluências, critério das confluências com restrição de tamanho e método de Pfafstetter (Ottobacias).

8.1 Delimitação a partir do MDE

8.1.1 Base conceitual

Como tratado em capítulos anteriores, a interpretação da topografia representada pelo MDE possibilita inferir o caminhamento geral do fluxo da água sobre a superfície. Por exemplo, pode-se inferir visualmente e de forma aproximada para onde seguem os fluxos originados em determinados pontos da superfície, como no caso dos pontos A, B, C e D da Figura 8.2-a. Deduz-se que os fluxos originados em B e C convergem para um único fluxo que segue até alcançar o ponto Q (Figura 8.2-b). Também se deduz, por exemplo, que os caminhos de fluxo que se originam em A e D não alcançam o ponto Q.

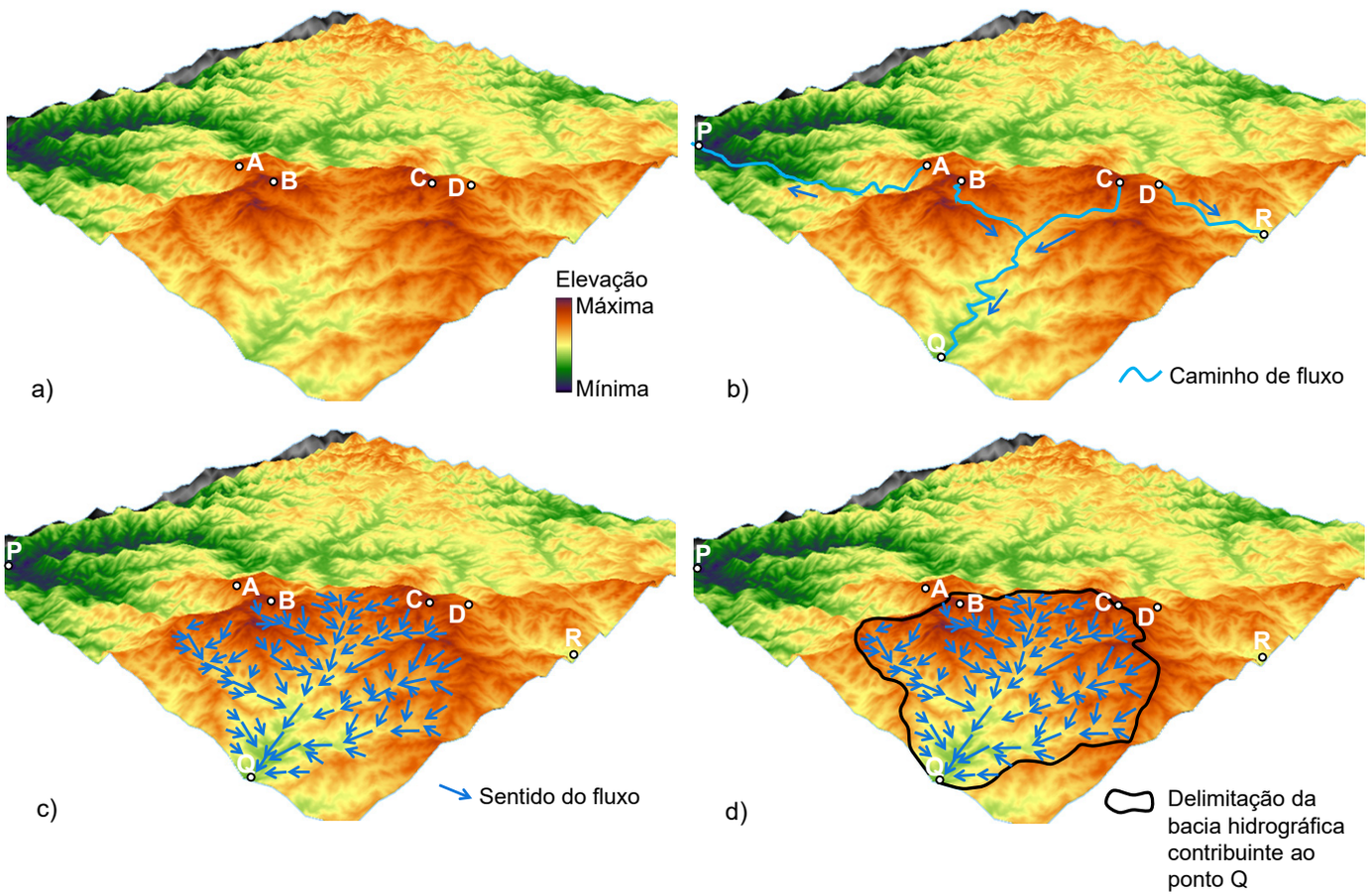


Figura 8.2 - a) Representação 3D de um MDE com indicação de quatro pontos A, B, C e D; b) Estimativa dos caminhos de fluxo a jusante de A, B, C e D traçados manualmente, alcançando pontos P, Q e R; c) Identificação de todos os fluxos que drenam até o ponto Q; d) Delimitação da área contribuinte (bacia hidrográfica) ao ponto Q.

Estendendo essa análise por todo o MDE, é possível perceber que existe um conjunto de áreas cujos fluxos seguem caminhos que acabam alcançando o ponto Q (Figura 8.2-c). Se for traçado um polígono reunindo todas essas áreas com fluxo convergente a Q, obtém-se a bacia hidrográfica contribuinte a tal ponto (Figura 8.2-d).

A interpretação visual dos padrões de fluxo e a estimativa da área contribuinte a um certo ponto como realizado nesse exemplo é apenas um exercício conceitual. Uma vez que a topografia está representada no MDE, métodos computacionais devem ser aplicados para realizar a delimitação da bacia hidrográfica, ao invés de procedimento manual, passível de subjetividade e erros grosseiros.

8.1.2 Processamento do MDE para delimitar uma bacia hidrográfica

No processamento do MDE para obter a delimitação da bacia, o ponto chave é a determinação das direções de fluxo. A obtenção desse plano de informações é amplamente descrita no Capítulo 6 e é o único procedimento envolvido na delimitação que é relativamente complexo. Inclusive, é a única etapa que pode divergir resultados dentre os diferentes algoritmos disponíveis. Isso ocorre porque existem diferentes regras e decisões dentre os algoritmos propostos na literatura e usados nos softwares quanto ao tratamento de depressões, áreas planas e outras definições para a atribuição das direções de fluxo, como detalhado no Capítulo 6. Ou seja, ao utilizar softwares diferentes e um mesmo MDE como entrada, a delimitação de uma mesma bacia hidrográfica pode ter resultados diferentes única e exclusivamente devido às diferenças nas direções de fluxo obtidas nesses softwares.

Com as direções de fluxo definidas, a delimitação da bacia hidrográfica se torna trivial (Figura 8.3). Considere que o pixel escolhido como exutório da bacia (referido aqui como pixel exutório) é aquele com borda destacada em azul claro na Figura 8.3-a. Para saber se um pixel da imagem pertence ou não à bacia hidrográfica cujo exutório é o ponto mencionado, basta caminhar pelo raster para jusante do pixel seguindo as direções de fluxo. Ao longo desse caminho percorrido, se o fluxo alcança o pixel exutório, então o pixel de origem desse traçado faz parte da bacia de contribuição a esse exutório. No exemplo da referida figura, o pixel destacado em borda azul escuro se enquadra nesse caso, já que o prosseguimento do fluxo a partir dele alcança o pixel exutório da bacia (Figura 8.3-a).

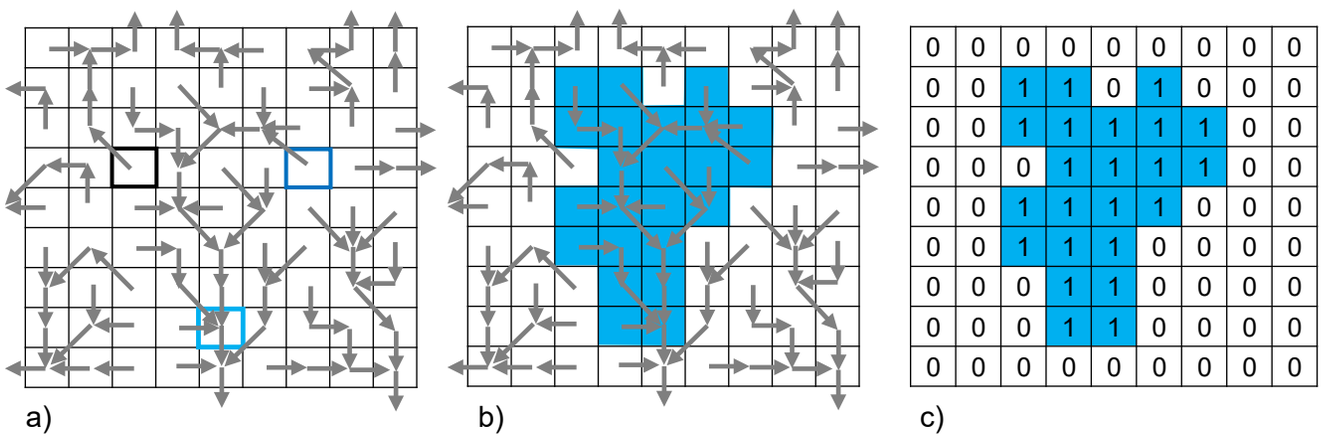


Figura 8.3 - a) Direções de fluxo derivadas do MDE, representadas por setas; b) Indicação em azul dos pixels que fazem parte da bacia de contribuição ao pixel destacado na mesma cor em a); c) Raster dessa bacia de contribuição (pixels com atributo 1 fazem parte da bacia; pixels com atributo zero não fazem parte).

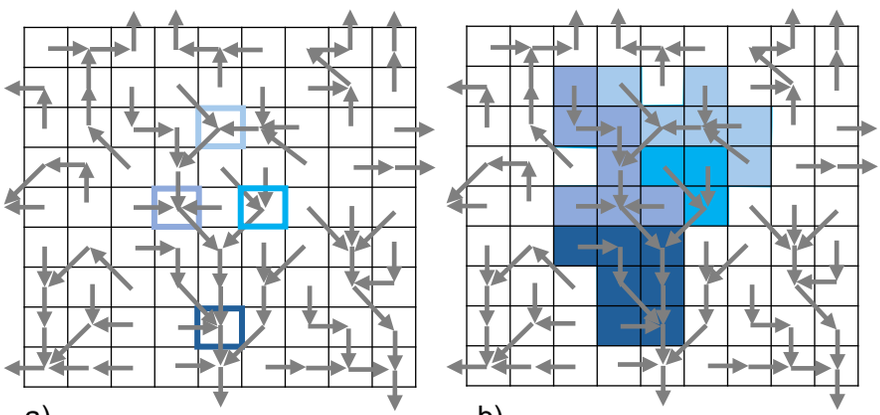
Se o fluxo traçado a jusante de um pixel qualquer alcança a borda da imagem sem passar pelo pixel exutório, então o pixel de origem do traçado não faz parte da área de contribuição ao pixel exutório. No exemplo em questão, o pixel destacado em borda preta se enquadra nessa situação.

Repetindo esse procedimento de seguir os caminhos de fluxo a jusante de cada pixel da imagem e avaliar se esses caminhos alcançam ou não o pixel exutório, o resultado é a identificação de todos os pixels pertencentes à bacia de contribuição ao pixel exutório selecionado. Por exemplo, os pixels pintados em azul claro na Figura 8.3-b integram a bacia de contribuição ao pixel exutório indicado na Figura 8.3-a.

Para ter a delimitação da bacia como um plano de informação em si, os softwares costumam gerar um raster cujo atributo de cada pixel tem valor 1 ou 0, caso pertença ou não, respectivamente, à área de drenagem da bacia delimitada (Figura 8.3-c). Esse raster pode ser posteriormente convertido para o formato vetorial tipo polígono, na operação típica de conversão raster-vetor (Capítulo 2).

Analogamente, esse mesmo procedimento pode ser usado para a delimitação simultânea de um conjunto de bacias, cada uma com seu pixel exutório. Nesse caso, o resultado é um raster com atributo 0 quando o pixel não pertence a nenhuma dessas bacias e atributo de 1 a N quando o pixel pertence a uma das N bacias delimitadas.

No exemplo da Figura 8.4, há quatro pixels indicados como exutório e as bacias de contribuição correspondentes a cada um deles estão indicadas pelas cores e números distintos. Deve ser observado que, quando há mais de um pixel exutório e um está a jusante de outro, tem-se a delimitação de bacias incrementais. Na figura em questão, percebe-se que o pixel exutório 4 está a jusante de todos os outros 3 pixels exutórios e, logo, conceitualmente a bacia de contribuição desse pixel 4 inclui as bacias de contribuição aos demais. Mas, na operação usual, os softwares costumam identificar as áreas que não se superpõem como contribuintes aos diversos pixels exutórios. No exemplo em questão, a bacia rotulada como 4 ficou apenas com a área a jusante das demais bacias.



0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	2	1	0	1	0	0	0
0	0	2	2	1	1	1	0	0
0	0	0	2	3	3	1	0	0
0	0	2	2	2	3	0	0	0
0	0	4	4	4	0	0	0	0
0	0	0	4	4	0	0	0	0
0	0	0	4	4	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0

c)

Figura 8.4 - a) Direções de fluxo derivadas do MDE, representadas por setas; b) Indicação em diferentes tons de azul dos pixels que fazem parte das bacias incrementais de contribuição aos pixels destacados na mesma cor em a); c) Raster da delimitação das bacias de contribuição (pixels com atributo 1, 2, 3 e 4 fazem parte da bacia de numeração correspondente; pixels com atributo zero não fazem parte de nenhuma das bacias).

O processamento completo para a delimitação da bacia hidrográfica a partir de um MDE envolve as seguintes operações:

i) Obtenção e recorte do MDE

ii) Tratamento de depressões do terreno e determinação de direções de fluxo

iii) Determinação de áreas acumuladas de drenagem

iv) Definição da rede de drenagem

v) Seleção do pixel correspondente ao exutório da bacia

vi) Identificação das áreas pertencentes à bacia (delimitação propriamente dita da bacia)

O passo i é etapa básica de qualquer processamento do MDE, obtendo o MDE com abrangência geográfica maior que a área de estudo e o recortando para uma janela de entorno da bacia que se quer delimitar. A ressalva é de preservar uma folga na extensão dessa janela em relação à bacia, para não ocorrer de parte da bacia ficar de fora da imagem. Se isso ocorre, o processamento das demais etapas pode ser efetuado sem nenhum erro ser acusado pelo software e o usuário pode não perceber a inconsistência. Esse tipo de erro é detectado com maior destaque ao visualizar que parte da delimitação da bacia está encostada na borda da imagem, como já ilustrado no Capítulo 4 (item 4.8).

O passo ii é o tratamento das depressões do terreno e a determinação das direções de fluxo para esse MDE recortado. Como já comentado, é a parte mais importante do procedimento, para o qual há diferentes algoritmos e resultados distintos dentre eles.

Os passos iii e iv são auxiliares e conceitualmente considerados opcionais, mas na prática fortemente recomendados de serem realizados. A grande vantagem de obter as áreas acumuladas e a rede de drenagem dentro do processo de delimitação de bacia é garantir o sucesso no passo v, que é a seleção do pixel exutório. A última etapa é a identificação e associação dos pixels integrantes da bacia hidrográfica, para gerar a delimitação da bacia propriamente dita.

8.1.3 Escolha do pixel exutório

Em um caso real, o MDE e os produtos derivados são compostos por milhares de pixels. Por esse motivo, a escolha exata e correta do pixel exutório para gerar a delimitação de uma bacia hidrográfica pelo processamento do MDE pode ser simplesmente inviabilizada, caso não se usem como guia para essa seleção as áreas acumuladas de drenagem ou a rede de drenagem derivadas desse MDE.

Uma situação muito comum é o usuário ter as coordenadas geográficas do exutório da bacia que quer delimitar ou arquivos vetoriais de delimitação de bacia e de traçado de rio de bases de dados oficiais, como órgãos ambientais estaduais ou federais. Todas essas informações são úteis para auxiliar a escolha do pixel exutório no sentido de induzir que a delimitação da bacia a partir do MDE tenha como exutório um ponto equivalente àquela bacia disponível. Porém, essas informações não devem ser usadas isoladamente, pois podem ser relativamente grosseiras para esse propósito e, com certeza, não são suficientes para corretamente selecionar o pixel exutório. É necessário visualizar o caminhamento de fluxo pixel a pixel derivado do MDE para conseguir acertadamente definir o pixel exutório.

Na Figura 8.5 é exemplificada essa situação, tomando a bacia do rio Taperoá, na Paraíba, como exemplo. Tem-se a delimitação e o traçado do rio principal obtidos de fontes oficiais (Figura 8.5-a). Na Figura 8.5-b, tem-se um zoom da

região do exutório da bacia e a indicação do pixel escolhido para exutório com base unicamente nesses dados vetoriais disponíveis (pixel P1, por onde o traçado do rio disponibilizado sai da delimitação da bacia também disponibilizada).

Ao utilizar o pixel P1 como exutório para delimitar a referida bacia a partir do processamento dos dados do SRTM 30, o resultado é uma delimitação que abrange uma mínima fração da bacia que se intencionava identificar (Figura 8.5-c). Isso ocorreu porque o pixel P1, segundo os caminhos de fluxo derivados do SRTM 30 usando determinado algoritmo, corresponde a um fluxo secundário, que aflui ao caminhamento do rio principal derivado do MDE.

O pixel correto a ser escolhido como pixel exutório, nesse caso específico, é o P2 (Figura 8.5-d), que representa o ponto equivalente à saída do traçado do rio principal derivado do MDE. O resultado da delimitação da bacia tomando o pixel P2 como exutório está coerente (Figura 8.5-e).

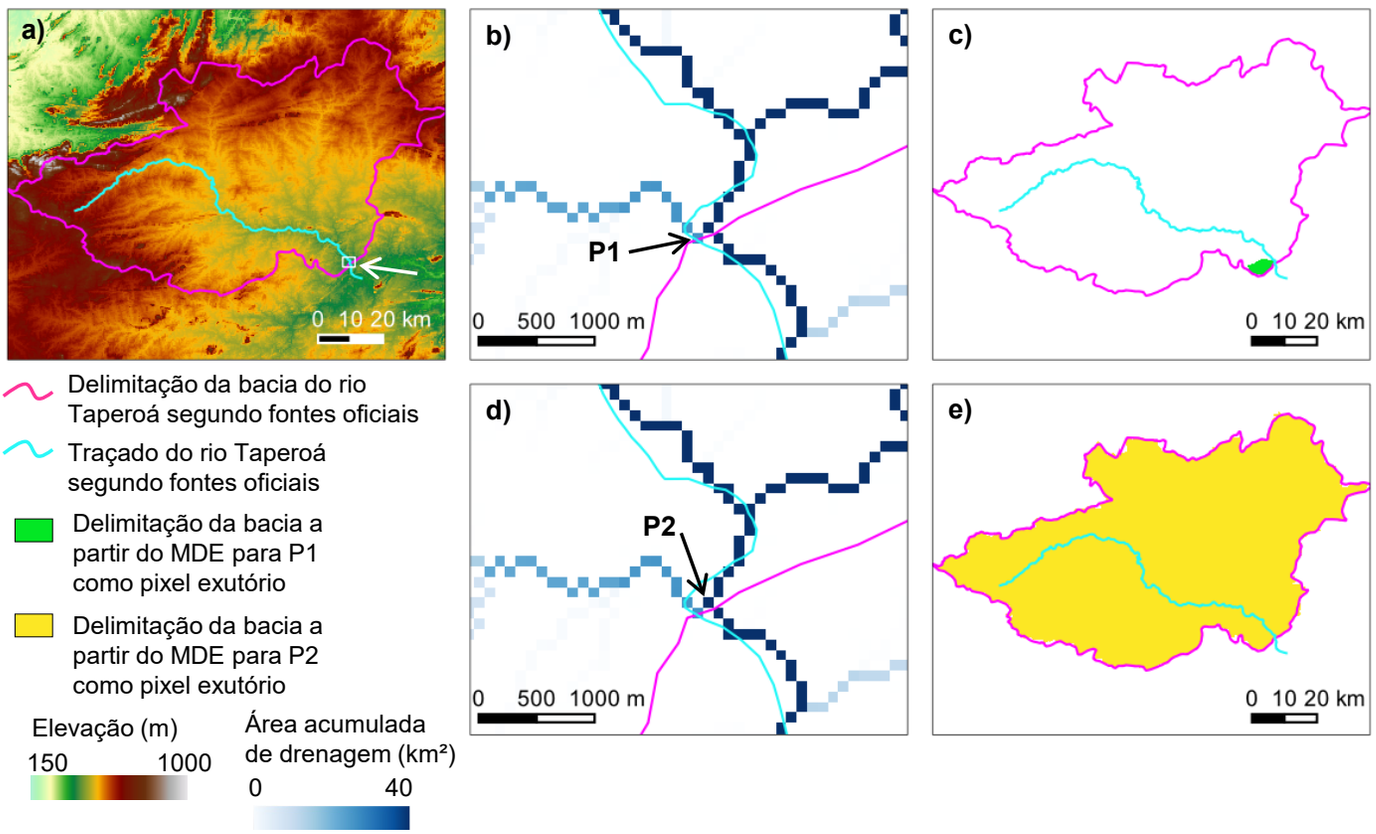


Figura 8.5 - a) MDE do SRTM 30 para a região da bacia hidrográfica do rio Taperoá, na Paraíba, com delimitação da bacia e traçado do rio principal obtidos de fontes de dados geográficos oficiais (Agência Executiva de Gestão das Águas da Paraíba - AESA); b), c) Seleção do pixel P1 como exutório para delimitar a bacia a partir do processamento do MDE e delimitação resultante, respectivamente; d), e) Seleção do pixel P2 como exutório para delimitar a bacia a partir do processamento do MDE e delimitação resultante, respectivamente.

8.2 Área de drenagem

O tamanho da área da bacia hidrográfica é a quantificação da sua área de drenagem, cujo valor corresponde à área plana entre os divisores topográficos projetada verticalmente. É uma grandeza das mais relevantes para estudos hidrológicos, já que o principal aporte de água para uma bacia é a precipitação, representada como lâmina d'água sobre a área da bacia. A multiplicação da área da bacia pela precipitação representa o volume de água que entra para o balanço hídrico da bacia.

Dada a delimitação de uma bacia hidrográfica a partir do MDE, a quantificação da área da bacia pode ser feita de duas formas principais, uma trabalhando com a delimitação da bacia no formato raster e a outra no formato vetorial.

Com o raster da delimitação da bacia, pode-se levantar o número de pixels que integram a bacia e somar as áreas superficiais desses pixels, seguindo a ideia geral de calcular áreas em arquivo raster segundo os diferentes atributos (ver Capítulo 3). Esse somatório de áreas dos pixels representativos da bacia é o tamanho da área da bacia. No exemplo da Figura 8.5-a, a área da bacia delimitada corresponde à soma das áreas superficiais dos 23 pixels que a integram. Considerando que cada pixel tem área de 25 m², a área da bacia mencionada é de 575 m².

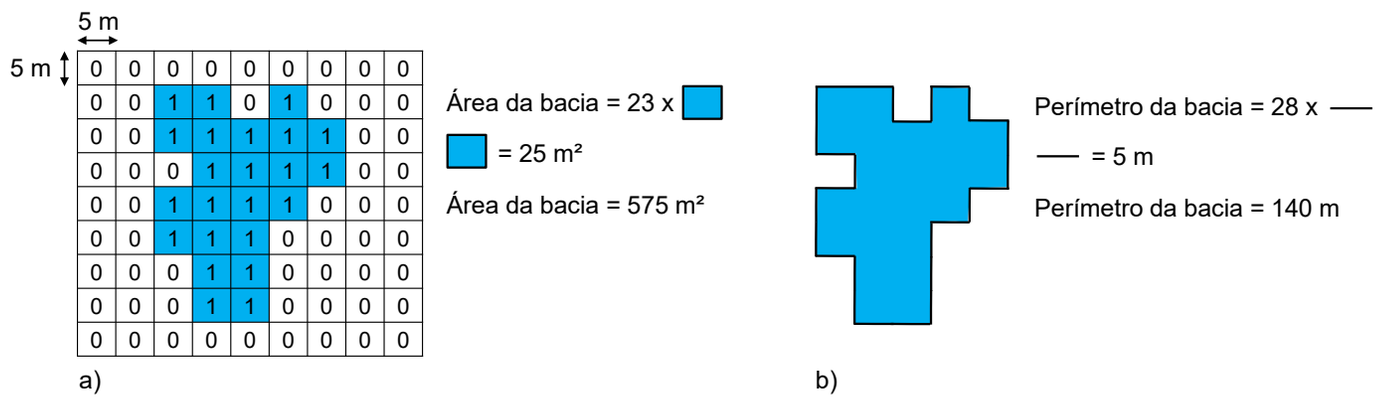


Figura 8.6 - a) Identificação dos pixels pertencentes a uma bacia hidrográfica (atributo 1) e cálculo da área da bacia, formada por 23 pixels; b) Identificação e cálculo do perímetro da bacia, formado por 28 trechos de tamanho igual à dimensão do pixel.

Quando usado um sistema de referências e coordenadas projetadas, todos os pixels tem mesma área superficial. Nessa situação, basta quantificar o número de pixels que fazem parte da bacia e multiplicar esse valor pela área superficial de um pixel, a qual é dada pelo quadrado da resolução espacial. Quando usado um sistema de coordenadas geográficas, em função da variação de equivalência entre graus e unidades planas como metros conforme a latitude e longitude do pixel, a área superficial dentre os pixels da bacia é variável – conforme detalhado no Capítulo 3. Nesse caso, a área da bacia precisa ser determinada diretamente pela quantificação da soma das áreas individuais dos pixels.

Alternativamente, pode-se converter o raster da delimitação da bacia para um formato vetorial do tipo polígono e quantificar a área desse polígono. A quantificação de área tanto no formato raster quanto no formato vetorial é uma operação trivial usualmente presente em qualquer software de SIG.

8.3 Perímetro

O perímetro da bacia hidrográfica é definido como a extensão do contorno que define a delimitação da bacia. A delimitação da bacia em formato raster obtida pelo processamento do MDE pode ser convertida para o formato vetorial (polígono) e assim obtém-se o perímetro da bacia. Esse procedimento de quantificação da extensão do contorno de um polígono faz parte, em geral, das operações básicas de um software de SIG.

Para a bacia do exemplo da Figura 8.6, o perímetro é a extensão do seu contorno e corresponde a 28 trechos de dimensão igual à resolução espacial. Como resultado, o perímetro dessa bacia tem 140 m.

8.4 Densidade de drenagem

A densidade de drenagem de uma bacia hidrográfica é definida conceitualmente como a relação entre a extensão total de todos os cursos d'água e a área de drenagem de uma bacia hidrográfica (Equação 8.1). É uma característica da bacia que costuma ser usada como variável em estudos de regionalização de vazões e que é associada à compreensão dos processos erosivos dominantes na região. Áreas com alta densidade de drenagem tendem a apresentar menor infiltração, maior escoamento superficial, materiais à superfície moderadamente erodíveis e maior grau de abrasão dos canais para uma determinada chuva, relativamente a áreas de menor densidade de drenagem (Harsha et al., 2020).

$$\mathrm{Dd} = \frac{\sum_{i=1}^{n_L} L_i}{A_{bacia}} \qquad \text{(Eq. 8.1)}$$

Onde L_i é a extensão de cada trecho de rio na bacia hidrográfica, n_L é a quantidade de trechos de rio na bacia, A_{bacia} é a área de drenagem da bacia e Dd é a densidade de drenagem da bacia.

A obtenção da densidade de drenagem a partir de um MDE pode ser realizada com duas etapas principais.

A primeira é o processamento do MDE para derivação da rede de drenagem e posterior quantificação e soma das extensões de todos os cursos d'água da bacia. A derivação da rede de drenagem foi detalhada no Capítulo 7, enquanto a quantificação das extensões dos rios pode ser realizada computando-se as distâncias pixel a pixel ao longo da rede de drenagem, como também explicado no mesmo capítulo. Alternativamente, essa rede de drenagem pode ser convertida do formato raster para vetor tipo linhas (operação como descrita no Capítulo 2). Em seguida, calculam-se as extensões de cada linha e o somatório delas (Figura 8.7).

A segunda etapa principal é a delimitação da bacia e a quantificação da área, como já visto neste capítulo. Com o somatório das extensões dos cursos d'água e a quantificação a área da bacia, aplica-se a Equação 8.1 para obter a densidade de drenagem.

Como visto no capítulo anterior, a definição de onde começam os rios é peça chave na determinação da rede de drenagem a partir do MDE. Isso influencia diretamente a extensão dos cursos d'água e, por conseguinte, a densidade de drenagem. Nesse processo, quanto mais antecipadamente ocorre o início dos cursos d'água, maior a extensão desses rios, o que induz a uma maior densidade de drenagem.

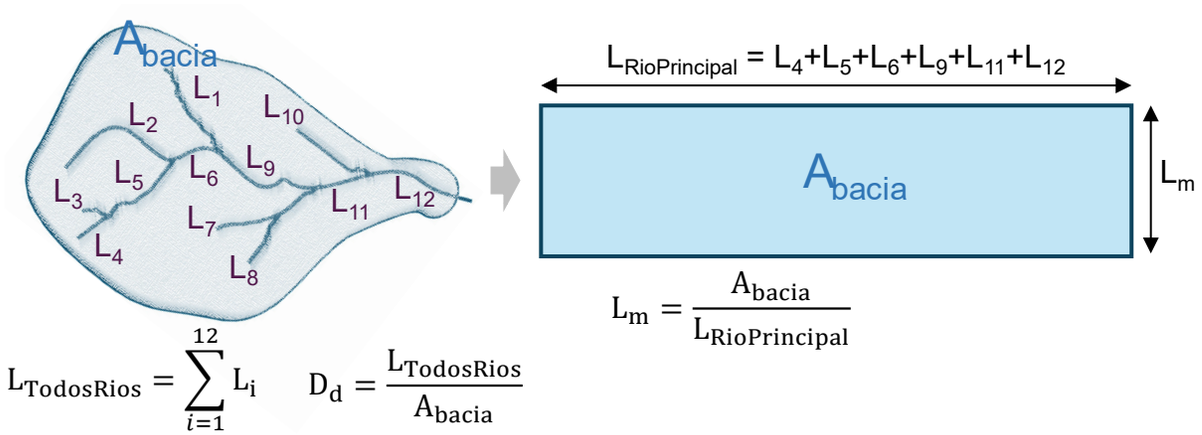


Figura 8.7 - Bacia hidrográfica (área de drenagem A_{bacia}) e numeração de sub-trechos de cursos d'água, com equivalência da bacia em formato retangular de mesma área e indicação do cálculo do somatório das extensões de todos os rios da bacia ($L_{TodosRios}$), da densidade de drenagem (Dd), da extensão do rio principal representado pelos sub-trechos L_4, L_5, L_6, L_9, L_{11} e L_{12} e da largura média equivalente (L_m).

8.5 Índices geomorfológicos

A fisiografia da bacia hidrográfica pode ser caracterizada com a determinação de índices geomorfológicos. A caracterização do formato da bacia tem grande valia na compreensão de como uma bacia responde a eventos chuvosos, em termos do processo de transformação da chuva em vazão. Índices geomorfológicos como fator de forma e coeficiente de compacidade são os mais usados para essa caracterização da forma da bacia e da fisiografia da bacia de forma geral.

O fator de forma (K_f) é definido como a relação entre a largura média da bacia (L_m) e o comprimento do curso d'água principal (L_{rio}). A largura média da bacia é estabelecida idealizando a bacia como um retângulo de mesma área da bacia e com o maior lado igual ao comprimento do rio principal (Figura 8.7).

Como Lm pode ser calculada pela relação entre área da bacia e o comprimento do rio principal, o fator de forma pode ser obtido pelo quociente entre a área da bacia e o quadrado do comprimento do curso d'água principal (Equação 8.2). Um maior valor de K_f implica uma bacia com maior tendência a cheias do que outra com as mesmas demais características (clima, vegetação, solos, topografia etc).

O coeficiente de compacidade (K_c) é definido como a relação entre o perímetro da bacia (P_{bacia}) e a circunferência de um círculo de mesma área da bacia, a partir da qual pode-se deduzir a Equação 8.3. Quanto menor o valor de K_c, maior a propensão da bacia a cheias, pois o formato se aproxima do circular. Para um círculo, $K_c = 1$, que é o valor mínimo conceitual para esse coeficiente.

$$K_f = L_m / L_{rio} \therefore K_f = A_{bacia} / L_{rio}^2 \qquad \text{(Eq. 8.2)}$$

$$K_c = 0{,}28 \cdot P_{bacia} / \sqrt{A_{bacia}} \qquad \text{(Eq. 8.3)}$$

8.6 Ordem dos cursos d'água

Uma caracterização da bacia hidrográfica relacionada à rede de drenagem é o ordenamento dos cursos d'água. Trata-se de uma forma qualitativa de denotar o grau de ramificação da rede de drenagem, classificando numericamente cada trecho de rio entre duas confluências ou entre cabeceira e confluência a jusante.

O método amplamente mais adotado para o ordenamento é seguindo os critérios de Strahler, da seguinte forma:

i) Identificam-se todos os trechos de cursos d'água de cabeceira, ou seja, aqueles trechos que não recebem nenhuma contribuição de outro rio a montante;

ii) Esses trechos de cabeceira são considerados como de ordem 1;

iii) Percorre-se a rede de drenagem para jusante desde cada trecho de ordem 1;

iv) Trechos que se formam logo a jusante da confluência de dois cursos d'água de ordem 1 recebem a ordem 2;

v) Trechos que se formam a jusante da confluência entre cursos de ordem 1 e ordem 2 recebem a ordem 2;

vi) Trechos que se formam a jusante da confluência entre dois cursos de ordem 2 recebem a ordem 3;

vii) O procedimento continua até encontrar o exutório da bacia, com a regra de que a junção de trechos de mesma ordem resulta em um trecho de ordem superior, enquanto a junção de trechos de ordens diferentes resulta em um trecho de ordem igual à maior ordem dos trechos a montante da junção.

Esse procedimento de ordenamento segundo Strahler é ilustrado na Figura 8.8. Quanto mais ramificada a rede de drenagem, maior a tendência de que o rio principal da bacia tenha maior ordem.

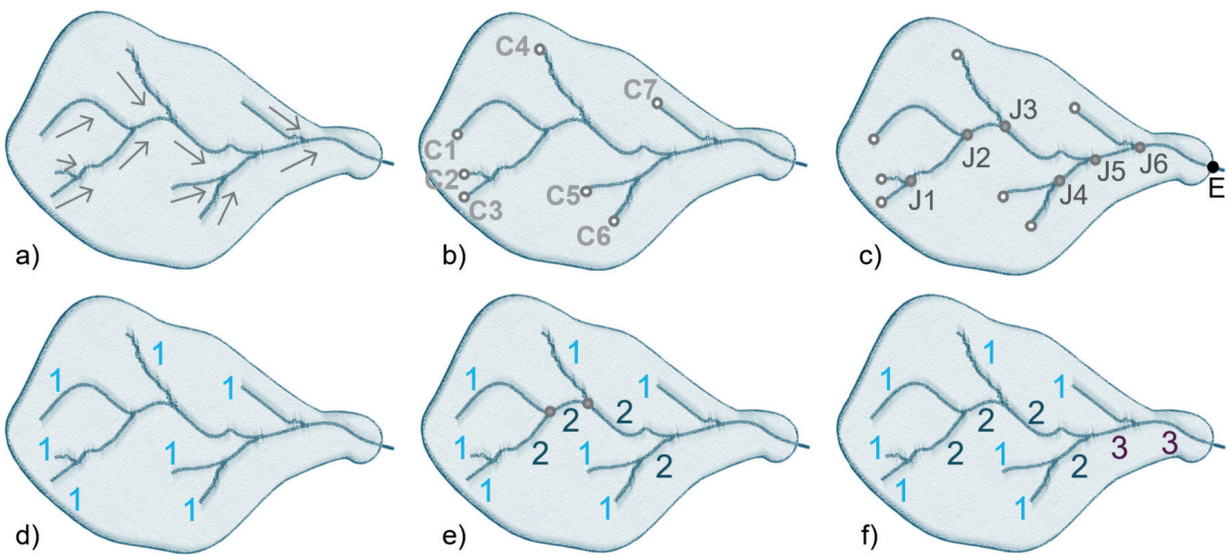


Figura 8.8 - a) Bacia hidrográfica com indicação do sentido de fluxo dos cursos d'água; b) Identificação dos pontos das sete cabeceiras (pontos C1 a C7) da rede de drenagem; c) Identificação das seis junções (pontos J1 a J6) e do exutório (ponto E); d),e),f) Identificação dos trechos de cursos d'água de ordem 1, 2 e 3, respectivamente, segundo regra de Strahler.

Quando a rede de drenagem é resultante do processamento do MDE, a definição do início da rede de drenagem tem total influência sobre o ordenamento dos cursos d'água. Como visto no Capítulo 7, usa-se frequentemente o critério simplificado de adotar uma área mínima acumulada de drenagem para denotar o início da rede. Quanto maior esse valor de área mínima, menor é a ramificação da rede e, portanto, menor é o ordenamento máximo obtido na bacia. No sentido inverso, quanto menor o parâmetro área mínima, mais ramificada fica a rede e o ordenamento alcança maior ordem.

8.7 Divisão automática em sub-bacias

Em item anterior deste capítulo, tratou-se da delimitação de uma ou mais bacias na área da imagem a partir do processamento do MDE, com a indicação dos exutórios correspondentes a tais bacias. Outra forma de delimitação de bacias é o estabelecimento de critérios para definir automaticamente a divisão de uma área em um conjunto de bacias. Em geral, o usuário já tem a delimitação de uma determinada bacia hidrográfica e intenciona subdividi-la em sub-bacias, sem se preocupar em apontar onde seriam os exutórios de cada uma, mas com algum regramento lógico de critérios de subdivisão.

Três exemplos desse tipo de subdivisão de uma bacia hidrográfica são detalhados a seguir: segundo o critério das confluências da rede de drenagem; segundo esse critério, mas com restrição de tamanho de sub-bacia; segundo o método de Pfastetter (Ottobacias).

8.7.1 Critério das confluências

O critério das confluências para estabelecer a divisão em sub-bacias hidrográficas tem como ideia principal a de que cada braço de rio da rede de drenagem corresponde a uma sub-bacia, entendendo um braço de rio como um trecho entre duas confluências consecutivas ou desde a cabeceira até a primeira confluência a jusante.

Na prática, esse tipo de subdivisão pode ser realizado da seguinte forma:

i) Dada a definição da rede de drenagem, identifica-se cada ponto de início da rede de drenagem, isto é, cada cabeceira, e se percorre esse curso d'água até a primeira confluência a jusante;

ii) Delimita-se a sub-bacia que drena a esse ponto do braço de rio imediatamente a montante da confluência;

iii) Continua-se a percorrer o rio desde essa confluência até a próxima confluência a jusante, e novamente se delimita a sub-bacia incremental contribuinte a esse trecho de rio;

iv) Faz-se o mesmo para o outro braço de rio integrante da confluência;

v) Repete-se esse procedimento ao longo de toda a rede de drenagem.

Esse tipo de divisão automática em sub-bacias é um procedimento realizado pelo algoritmo do GRASS – QGIS chamado r.watershed e pela extensão Arc Hydro do software ArcGIS, por exemplo.

Por esse método de subdivisão segundo as confluências, a quantidade de sub-bacias resultantes é totalmente vinculada à densidade da rede de drenagem. A definição do início dos trechos de rio, no processamento realizado a partir do MDE, exerce influência total no nível de subdivisão. Se é usado o critério do limiar mínimo de área acumulada para estabelecer a rede de drenagem (relembre esse método no Capítulo 7), quanto menor o valor desse parâmetro, mais tre-

chos de rio existem na rede. Como consequência, a subdivisão resulta em maior quantidade de sub-bacias, com menores tamanhos de modo geral. No sentido contrário, quanto maior o valor desse limiar, a rede de drenagem fica com menos trechos e menos sub-bacias, em geral de maior porte.

Um exemplo real desse tipo de divisão em sub-bacias é mostrado na Figura 8.9-a para a parte alta da bacia do rio Sirinhaém, no estado de Pernambuco. Foi considerada uma rede de drenagem estabelecida com limiar mínimo de área de drenagem de 4,7 km² e processamento a partir do MDE do SRTM 30. O resultado é a divisão em 65 sub-bacias, com áreas variando de 0,28 a 20,89 km². Ou seja, a maior bacia é cerca de 75 vezes maior em área do que a menor bacia.

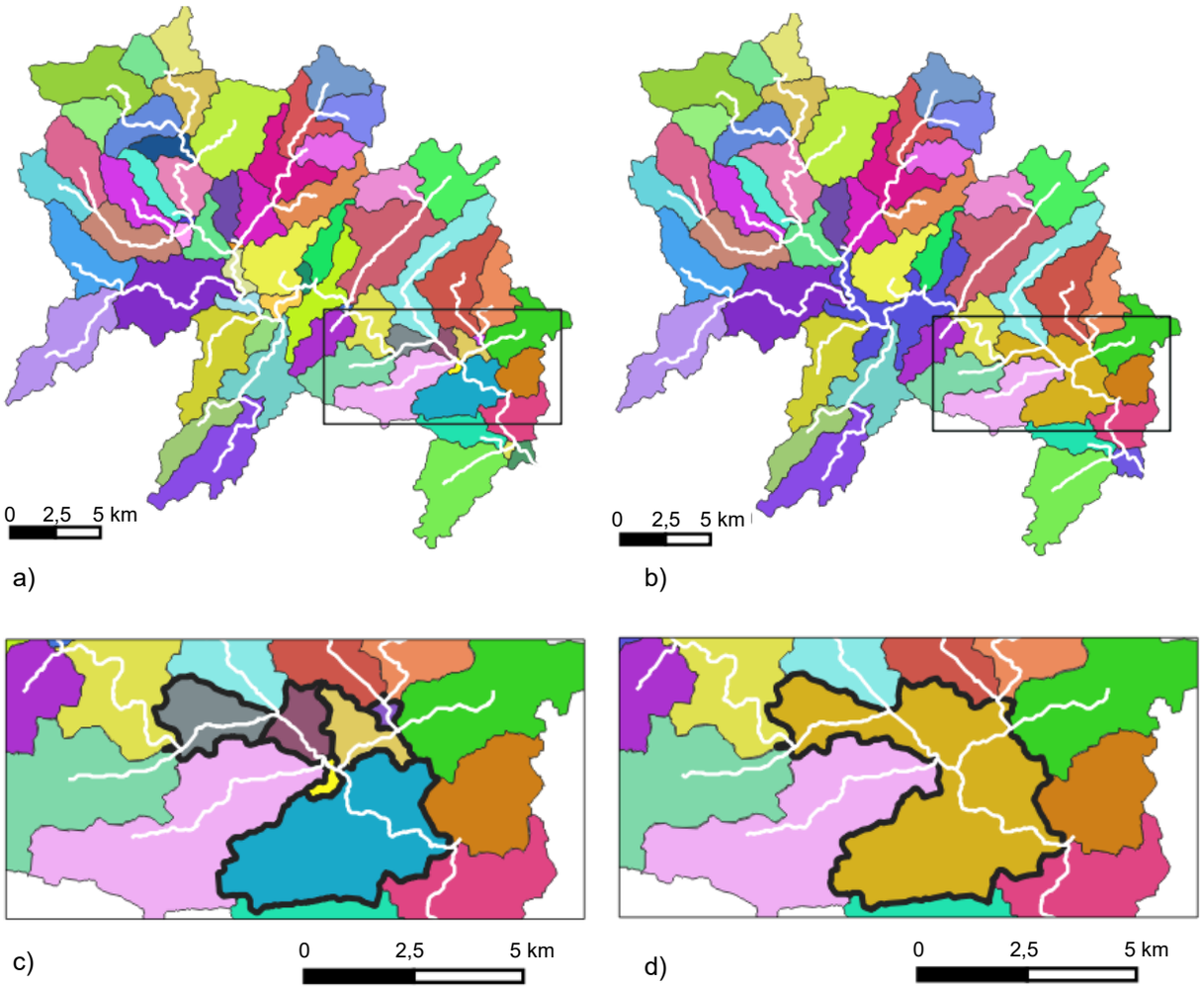


Figura 8.9 - a) Subdivisão da parte alta bacia hidrográfica do rio Sirinhaém (Pernambuco) segundo critério das confluências, considerando limiar mínimo de área de drenagem de 4,7 km² como definição do início da rede de drenagem; (b) Subdivisão segundo esse mesmo critério mas adicionalmente com limiar mínimo de tamanho de bacia de 4,7 km²; (c),(d) Zoom das subdivisões mostradas em (a) e (b).

8.7.2 Critério das confluências com restrição de tamanho

O critério das confluências para divisão automática de uma bacia em sub-bacias resulta, em geral, em uma amplitude muito grande de variação de tamanho de sub-bacias. O ajuste do limiar de área mínima de drenagem para formar cursos d'água controla a quantidade de elementos de sub-bacias e tem influência no tamanho das sub-bacias de cabeceira, isto é, aquelas contribuintes aos trechos de rio a montante de qualquer confluência. Mas é influência apenas, e não controle propriamente do tamanho das sub-bacias, já que a posição das confluências da rede de drenagem não é controlável por esse parâmetro de limiar de área mínima de drenagem.

Em algumas situações, a divisão em sub-bacias com variação muito grande de tamanho pode ser indesejada, seja do ponto de vista de gestão dos recursos hídricos ao nível de sub-bacia ou do ponto de vista mais técnico, como na aplicação de modelos hidrológicos distribuídos, por exemplo. O tamanho muito reduzido de uma sub-bacia implica extensão pequena do trecho de rio principal que é usado para a propagação do escoamento superficial para jusante. Isso pode originar problemas para discretização espacial desses trechos de rio e instabilidade numérica na aplicação de métodos de propagação do escoamento. Ferramentas comuns de edição de dados geográficos, principalmente considerando a delimitação de sub-bacias em formato vetorial, podem ser aplicadas para manualmente aglutinar sub-bacias de menor tamanho e superar essa questão.

Mas, quando há a intenção de controlar o tamanho das sub-bacias, seja mínimo e/ou máximo, na delimitação automática e evitar a necessidade de posterior edição manual, uma alternativa é impor critérios adicionais para a divisão em sub-bacias. Diferentes abordagens podem ser realizadas nesse sentido, procurando restringir tanto bacias de cabeceira quanto bacias intermediárias, e tanto o tamanho mínimo quanto o máximo.

Um exemplo de algoritmo desse tipo é o disponível no software TerrSet (comando watershed), o qual permite ao usuário informar o tamanho mínimo de sub-bacia da divisão a ser feita. No caso da bacia do rio Sirinhaém trabalhada no exemplo anterior, a subdivisão por esse algoritmo com restrição de área mínima de 4,7 km² resultou em 48 sub-bacias com áreas variando 4,82 a 20,89 km² (Figura 8.9-b).

A comparação entre a subdivisão obtida apenas com o critério das confluências e a subdivisão pelo algoritmo do TerrSet evidencia que a distinção entre essas subdivisões, nesse caso, é nitidamente o agrupamento de sub-bacias intermediárias da primeira abordagem de subdivisão para obedecer à imposição de tamanho mínimo. Por exemplo, no destaque da Figura 8.9-c, tem-se um conjunto de 6 sub-bacias da subdivisão baseada no critério das confluências que foram aglutinadas em uma única sub-bacia para atender à restrição de tamanho (Figura 8.9-d). Observe que a sub-bacia mais a jusante nesse conjunto de 6 sub-bacias já atendia ao tamanho mínimo, mas as outras 5, mesmo agrupadas, não atenderiam, e precisou-se aglutiná-las com essa sexta para atender a esse requisito.

8.7.3 Critério Pfafstetter (Ottobacias)

Outra abordagem de divisão de uma bacia em sub-bacias é segundo critérios que visam mais enfaticamente a topologia final dessa subdivisão e a codificação associada aos elementos da divisão. A ideia é que a subdivisão e codificação agreguem mais benefícios práticos do ponto de vista da organização de dados hidrológicos e gestão de recursos hídricos.

Um grande exemplo nesse sentido é a divisão segundo os critérios concebidos por Otto Pfasftetter, quando atuante como engenheiro no Departamento Nacional de Obras de Saneamento (DNOS). Essa abordagem de divisão e codificação de bacias (chamadas de Ottobacias) é adotada pela ANA para a gestão dos recursos hídricos no Brasil (ANA,

2006) e também adotada internacionalmente (Stein, 2018; Verdin e Verdin, 1999).

Resumidamente, a divisão em sub-bacias segundo o método de Pfafstetter é estruturada delimitando-se inicialmente a bacia em 9 sub-bacias e cada uma dessas sub-bacias dividida também em 9 elementos, e assim recursivamente para cada sub-bacia da divisão anterior até alcançar o nível de subdivisão desejado.

Para a divisão de um elemento de bacia em 9 sub-bacias, aplicam-se as seguintes regras:

i) Identifica-se o rio principal da bacia e os seus 4 principais afluentes;

ii) Delimita-se a sub-bacia contribuinte a cada um desses 4 principais afluentes;

iii) Essas sub-bacias recebem os códigos 2, 4, 6 e 8, no sentido de proximidade do afluente de jusante para montante ao longo do rio principal;

iv) Delimita-se a sub-bacia contribuinte ao trecho do rio principal a jusante do afluente 1 até o exutório da bacia, e essa sub-bacia recebe código 1;

v) Delimitam-se as sub-bacias dos trechos do rio principal entre as afluências dos tributários 2 e 4, entre 4 e 6, e entre 6 e 8, as quais recebem códigos 3, 5 e 7, respectivamente;

vi) Delimita-se a sub-bacia que contribui ao rio principal no trecho a montante da afluência da sub-bacia 8, recebendo o código 9.

Quando se passa de um nível para outro de divisão, os algarismos 1 a 9 da divisão atual são agregados à direita do código já atribuído ao elemento na divisão anterior. Na primeira divisão, nível 1, a bacia é dividida nas sub-bacias 1 a 9. No segundo nível de divisão, a sub-bacia 1 é subdividida em outros 9 elementos, agora codificados como 11 a 19, e analogamente para as sub-bacias 2 a 9. No terceiro nível, por exemplo, a sub-bacia 15 é dividida nos elementos 151 a 159, e analogamente para a divisão das demais sub-bacias do nível anterior. E isso se repete até o nível de subdivisão desejado.

Um grande benefício dessa divisão e codificação é a lógica da numeração resultante. Essa codificação permite um reconhecimento automático de endereçamento e posicionamento de cada elemento da divisão. Por exemplo, a sub-bacia de código 149 é uma bacia de cabeceira nesse terceiro nível de divisão, por ter final 9, e faz parte da sub-bacia do segundo maior afluente do rio (por ter código 4 no nível 2). Além disso, sabe-se também que essa sub-bacia do nível 2 a qual a sub-bacia 149 integra contribui diretamente ao rio principal da bacia completa em local próximo ao exutório (em função do código 1 no nível 1 da codificação 149).

Para ilustrar, na Figura 8.10 tem-se a divisão em Ottobacias da parte alta da bacia do rio Sirinhaém usada nos exemplos anteriores. Mostra-se o primeiro e o segundo níveis de divisão completos, além da divisão em terceiro nível para a sub-bacia 14.

Limitações ao sistema de divisão e codificação de Pfafstetter tem sido apontadas na literatura, com proposições de melhorias, como nos trabalhos de Teixeira et al. (2022), Stein (2018) e Verdin e Verdin (1999).

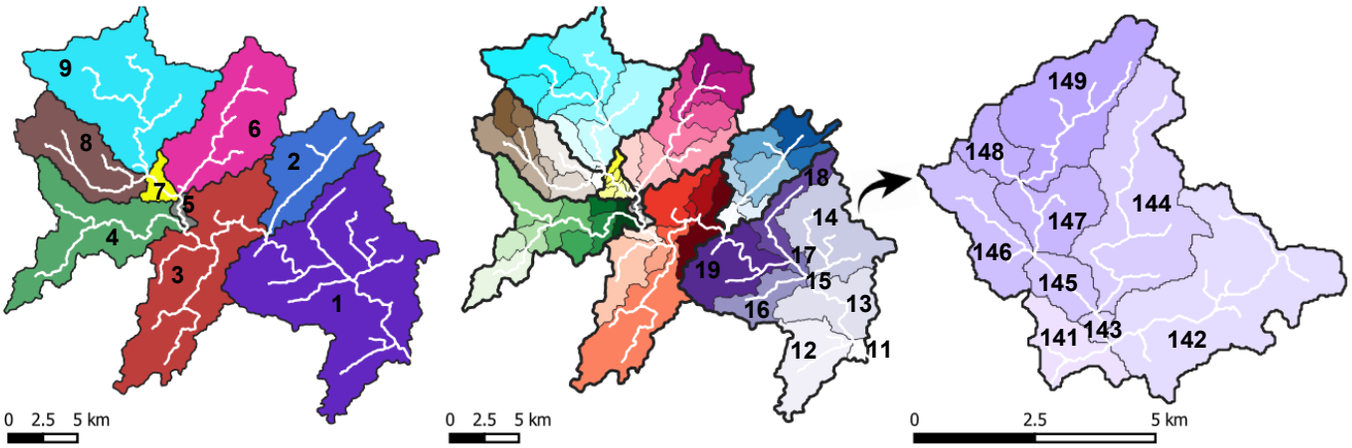


Figura 8.10 - a) Subdivisão da parte alta da bacia hidrográfica do rio Sirinhaém (Pernambuco) segundo critério de Pfafstetter (Ottobacias) em primeiro nível; b) Subdivisão em segundo nível, com indicação da numeração apenas para as sub-bacias da bacia 1; c) Subdivisão da bacia 14 em terceiro nível.

Capítulo 9

Lago formado pela construção de um reservatório

Reservatórios de acumulação de água ao longo da rede de drenagem são construídos e usados para diversos propósitos, como abastecimento humano, hidroeletricidade, irrigação, controle de cheias e regulação de vazão a jusante. Escolhe-se um determinado ponto do rio e, nessa seção transversal, é construída uma barragem, que propicia a acumulação de água na forma de um lago (Figura 9.1).

Os reservatórios desempenham papel chave no planejamento estratégico e gerenciamento dos recursos hídricos. Por isso, configuram um fator impulsionador para o desenvolvimento social e econômico, principalmente relacionado à segurança energética, hídrica e alimentar (Avisse et al., 2017; Nguy-Robertson et al., 2018). Reservatórios também podem contribuir para aumentar a resiliência aos impactos das mudanças climáticas.

Antes da construção de um reservatório, é necessária a seleção adequada do local da barragem. Vários critérios e fatores estão envolvidos nesse processo de escolha e são relacionados principalmente ao propósito da construção do reservatório, questões ambientais, econômicas e legais. Dois fatores principais que são comumente considerados na escolha do local são: i) a estimativa da área alagada máxima com a construção da barragem; ii) a curva cota-área-volume do lago formado.

A informação da área alagada máxima é útil para analisar potenciais impactos ambientais, como associados à realocação de pessoas, biodiversidade da área alagada, remoção de vegetação, inundação de áreas legalmente protegidas, como sítios arqueológicos e terras indígenas, para avaliar custos relacionados à desapropriação de terras e para estimar perdas por evaporação, dentre outras finalidades.

A curva cota-área-volume estabelece a relação entre nível da água, área superficial do lago e volume de armazenamento, para diferentes pontos desde a mínima até a máxima acumulação de água. Trata-se de uma informação que tem utilidade prática para o dimensionamento e operação do reservatório, além de servir para avaliar a adequabilidade do local escolhido aos propósitos da construção do reservatório.

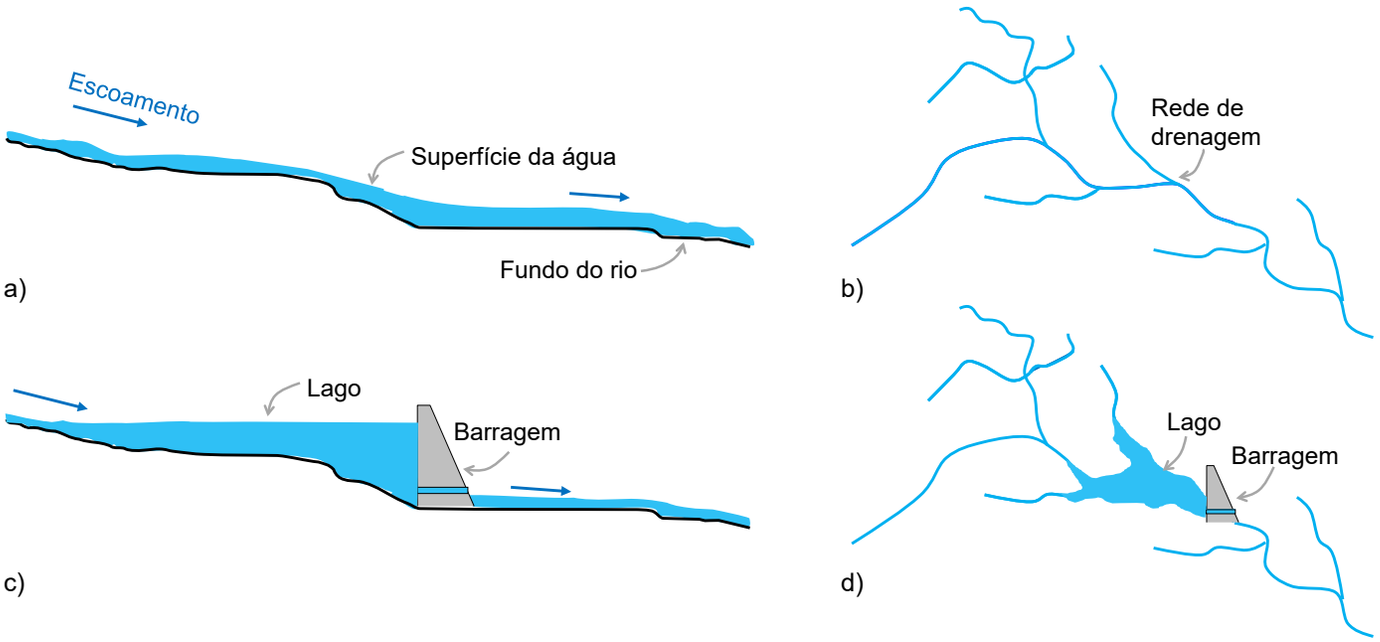


Figura 9.1 - a) Corte longitudinal de um trecho de rio; b) Rede de drenagem; c), d) Formação de lago devido à construção de uma barragem, com vista no corte longitudinal do trecho de rio e no mapeamento da rede de drenagem, respectivamente.

9.1 Área do lago formado pela barragem

Uma forma relativamente rápida e de baixo custo para estimar a área alagada com uma possível construção de um reservatório em um determinado ponto da rede de drenagem é a partir do processamento do MDE. A estimativa do lago formado por um barramento da rede de drenagem se resume a identificar todos os pontos que farão parte desse lago, na hipótese da barragem ser construída. Para um ponto qualquer do terreno fazer parte desse lago, dois critérios precisam ser atendidos: a) pertence à bacia de contribuição ao ponto de locação da barragem; b) tem elevação inferior ao nível máximo de acumulação da água na barragem.

Para a aplicação do primeiro critério, são requeridos produtos derivados do processamento do MDE, vistos em outros capítulos. O segundo critério envolve apenas a análise do próprio MDE. Operacionalmente, pode-se detalhar a estimativa da área a ser alagada com a construção de uma barragem baseada nesses dois critérios da seguinte forma (Figura 9.2):

i) Obtenção e recorte do MDE para a área de interesse (com folga suficiente para que o lago a ser delimitado esteja completamente contido dentro dessa área de abrangência);

ii) Remoção de depressões do MDE;

iii) Determinação das direções de fluxo;

iv) Determinação de áreas acumuladas de drenagem;

v) Extração da rede de drenagem;

vi) Definição da seção transversal exata de locação da barragem, conforme critérios do usuário;

vii) Delimitação da bacia hidrográfica que drena a essa seção do rio (pixels integrantes da bacia recebem atributo 1, enquanto demais pixels tem atributo 0);

viii) Definição do nível de água correspondente à máxima acumulação de água na barragem, o que simplificadamente vamos chamar aqui de altura da barragem (H; esse valor é escolhido pelo usuário em função do propósito do reservatório);

ix) Determinação da elevação correspondente à altura da barragem (Z_{max}), pela soma entre a elevação do ponto de locação da barragem no MDE (Z_{base}; elevação da base da barragem) e a altura da barragem (ou seja, $Z_{max} = H + Z_{base}$);

x) Reclassificação do MDE: pixels com elevação inferior à elevação do nível de água máximo na barragem recebem atributo 0 (não podem fazer parte do lago), enquanto pixels com elevação igual ou superior a tal valor recebem atributo 1 (podem fazer parte do lago).

xi) Multiplicação entre os rasters resultantes dos passos vii) e x) e obtenção, no raster resultante, da delimitação da área do lago como o agrupamento de todos os pixels com atributo 1.

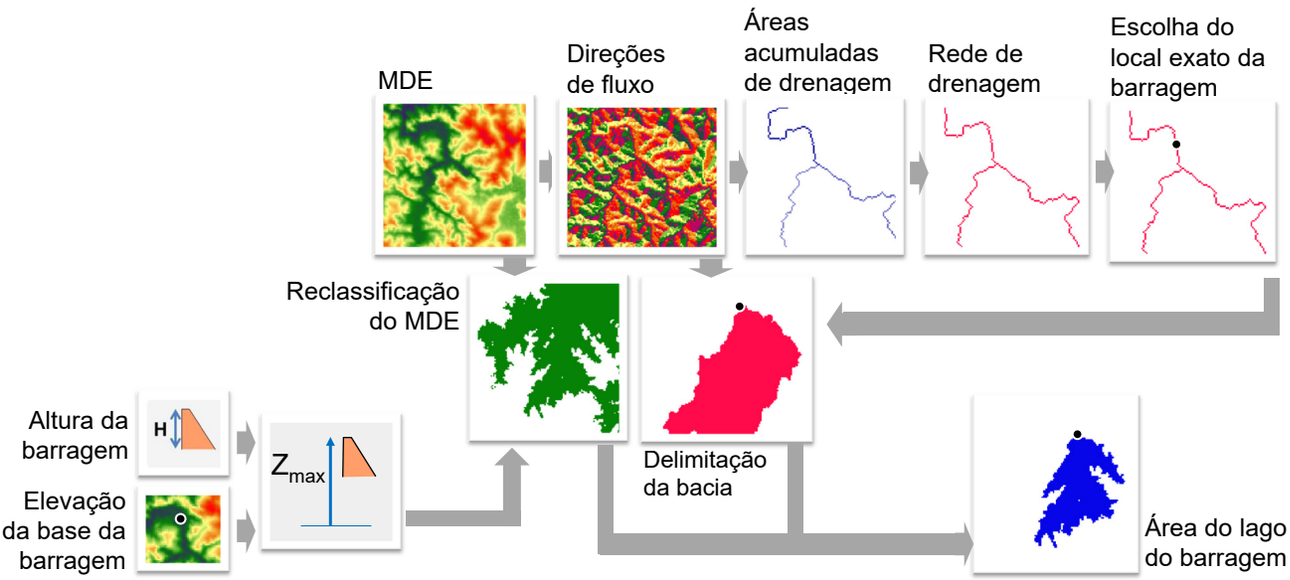


Figura 9.2 - Fluxo de etapas principais para a estimativa da área do lago a ser formado com a construção de uma barragem a partir do MDE e produtos derivados.

O propósito das etapas ii, iii, iv e v é obter a rede de drenagem derivada do MDE. Em alguns softwares, a extração da rede de drenagem é realizada diretamente tomando como entrada o MDE, sendo executadas internamente a remoção de depressões, determinação de direções de fluxo e cálculo das áreas acumuladas de drenagem. Analogamente, a delimitação da bacia de contribuição é conceitualmente feita a partir das direções de fluxo. Mas alguns softwares podem requerer como entrada apenas o MDE e internamente determinar as direções de fluxo.

A determinação da rede de drenagem a partir do MDE e a escolha do local exato da barragem nessa rede de drenagem são fundamentais para evitar incoerências que podem ocorrer, por exemplo, ao querer definir tal local com base em uma rede de drenagem vetorial de outra fonte de dados. Pode não haver coincidência do traçado da rede derivada do MDE com o traçado dessa rede vetorial justamente no ponto escolhido para a barragem. Um problema análogo foi descrito no Capítulo 8, quanto à escolha do ponto representativo do exutório para a delimitação de uma bacia hidrográfica.

A definição de início da rede de drenagem, a partir do raster de áreas acumuladas de drenagem, não tem qualquer efeito sobre o resultado da estimativa do lago. Por outro lado, na etapa de reclassificação do MDE para determinar as áreas que atendem ao segundo critério, o usuário pode escolher entre usar o MDE original, sem ter removidas as depressões do terreno, ou usar o MDE modificado por tal procedimento.

O emprego do MDE original tem grande chance de resultar, ao final de todo o procedimento, em um lago com pequenas porções desconectadas da maior massa de água. Isso ocorre porque, nas extremidades do lago, pequenas diferenças de elevação entre pixels vizinhos distinguem a situação de atender ou não ao segundo critério, existindo situações em que pixels mais a montante tem elevação inferior (e por isso foram incluídos no lago) a pixels vizinhos a jusante (considerados fora do lago).

Com a remoção das depressões do terreno, essa descontinuidade do lago tende a ser eliminada, já que esse procedimento busca justamente a modificação do MDE para estabelecer um gradiente topográfico sempre descendente de montante para jusante. Como visto no Capítulo 6, existem diversos procedimentos para tratamento e remoção das depressões do MDE, os quais modificam o MDE de forma distinta. O uso do MDE modificado por diferentes procedimentos pode resultar em diferentes delimitações do lago estimadas com uma hipotética construção de um reservatório.

Um exemplo real de estimativa do lago a ser formado com a construção hipotética de uma barragem é apresentado na Figura 9.3, para uma seção no rio Ijuí, tributário do rio Uruguai, no sul do país. A partir do processamento do MDE (Figura 9.3-a), foram extraídos vários produtos e definiu-se o local hipotético de construção da barragem (Figura 9.3-b) sobre a rede de drenagem. Para esse local da barragem, foi determinada a bacia de contribuição correspondente (Figura 9.3-c), a qual não é mostrada completamente na figura. Esse local da barragem tem elevação no MDE igual a 166 m e arbitrou-se uma altura da barragem de 30 m, o que resulta em uma elevação do nível máximo de acumulação de água igual a 196 m.

A reclassificação do MDE original indicou todos os pixels da imagem com elevação de até 196 m (Figura 9.3-d) e o cruzamento desse raster com a delimitação da bacia resultou na delimitação do lago que seria formado com a construção da barragem de 30 m no ponto indicado (Figura 9.3-e). Esse lago tem uma área de aproximadamente 90,54 km² e se estende longitudinalmente por quase 76 km, considerando desde o ponto A, no local do barramento, até o ponto B, no ponto mais a jusante da delimitação do lago. Entretanto essa definição do que seria o final da extensão do lago é confundida com o próprio curso d'água. O zoom da delimitação do lago ilustra a descontinuidade em alguns pontos, em função das depressões do terreno (Figura 9.3-f).

Ao utilizar um MDE modificado pelo preenchimento das depressões do terreno para identificar os pixels de elevação inferior a 196 m (Figura 9.3-g), o lago resultante tem continuidade mas tem reduzida a extensão das suas extremidades (Figura 9.3-h e Figura 9.3-i). Preencher depressões pode causar a elevação dos pixels dessas áreas em função dos pixels vizinhos, o que tende a reduzir os extremos de jusante da área do lago estimada a partir do MDE modificado dessa forma. O lago resultante nesse caso tem área de 85,95 km², cerca de 5% inferior à área obtida com o MDE original.

Quando foi utilizado um MDE modificado por um procedimento que trata as depressões prioritariamente por rebaixar ou escavar os pixels vizinhos às depressões (Figura 9.3-j), o efeito é o inverso. Há ampliação da extensão nas

extremidades de jusante do lago, relativamente ao uso do MDE original, além de também haver continuidade da área alagada (Figura 9.3-k e Figura 9.3-l). A área do lago resultante nesse exemplo é de 91,21 km², ou 0,7% superior à área obtida quando utilizado o MDE original.

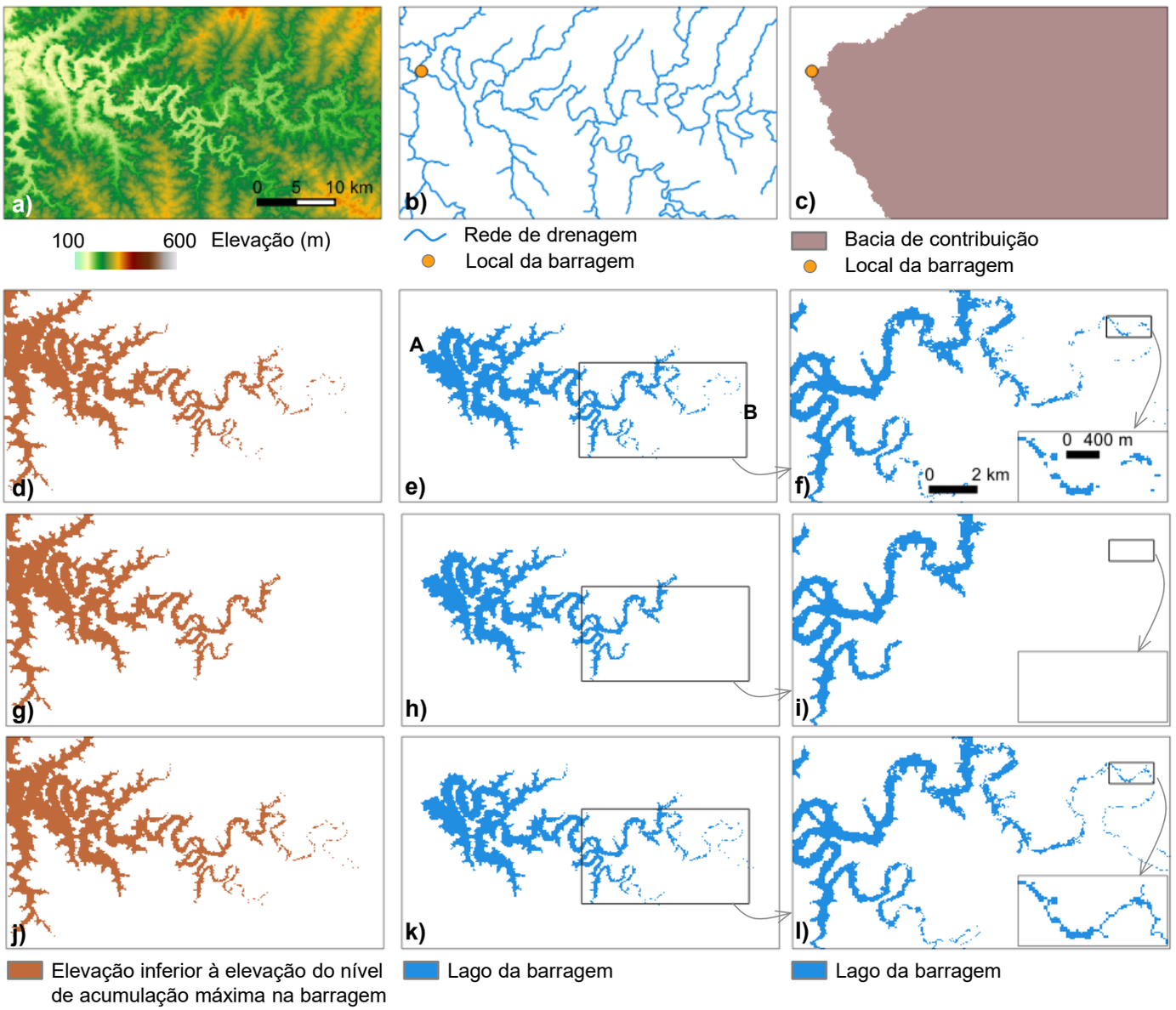


Figura 9.3 - a) MDE do SRTM 30 para uma área da bacia do rio Ijuí (RS); b) Rede de drenagem derivada do MDE com limiar de área mínima de 4,5 km² e indicação do local da barragem hipotética (adotada com altura de 30m), no município de Vitória das Missões; c) Bacia contribuinte à barragem hipotética (visão parcial); d) Identificação das áreas com elevação inferior à elevação do nível d'água de acumulação máxima na barragem (196 m); e), f) Estimativa do lago formado pela barragem; g),h),i) Análogo a d),e),f), mas considerando MDE modificado por algoritmo de preenchimento de depressões do terreno; j),k),l) Análogo a d),e),f), mas considerando MDE modificado por algoritmo que prioriza o rebaixamento de elevações no tratamento das depressões do terreno.

9.2 Volume do lago formado pela barragem

Considerando o nível máximo de acumulação de água em uma barragem, há a variação espacial das profundidades ao longo do lago conforme a topografia do terreno que foi alagado. A máxima profundidade tende a ocorrer próximo à barragem e se reduz conforme se desloca para montante (Figura 9.4-a e Figura 9.4-b). Assume-se que o nível de água na barragem é horizontal e, dessa forma, a soma entre a profundidade e a elevação de cada pixel é constante, igual à elevação desse nível de água (Figura 9.4-c). Ou seja, a variabilidade espacial das profundidades no lago reflete a variabilidade espacial da topografia do fundo do lago.

A estimativa do volume do lago de uma barragem a ser construída é deduzida na Figura 9.4-d, a partir do processamento do MDE. Para um pixel i qualquer do lago, o volume de água V_i armazenado corresponde ao volume de um prisma quadrangular de base A_i e altura h_i, ou seja, $V_i = A_i \times h_i$. A variável h_i é a profundidade da água em cada pixel. A grandeza A_i é a área superficial do pixel, que é considerada constante e igual a dx^2, onde dx é a dimensão do pixel.

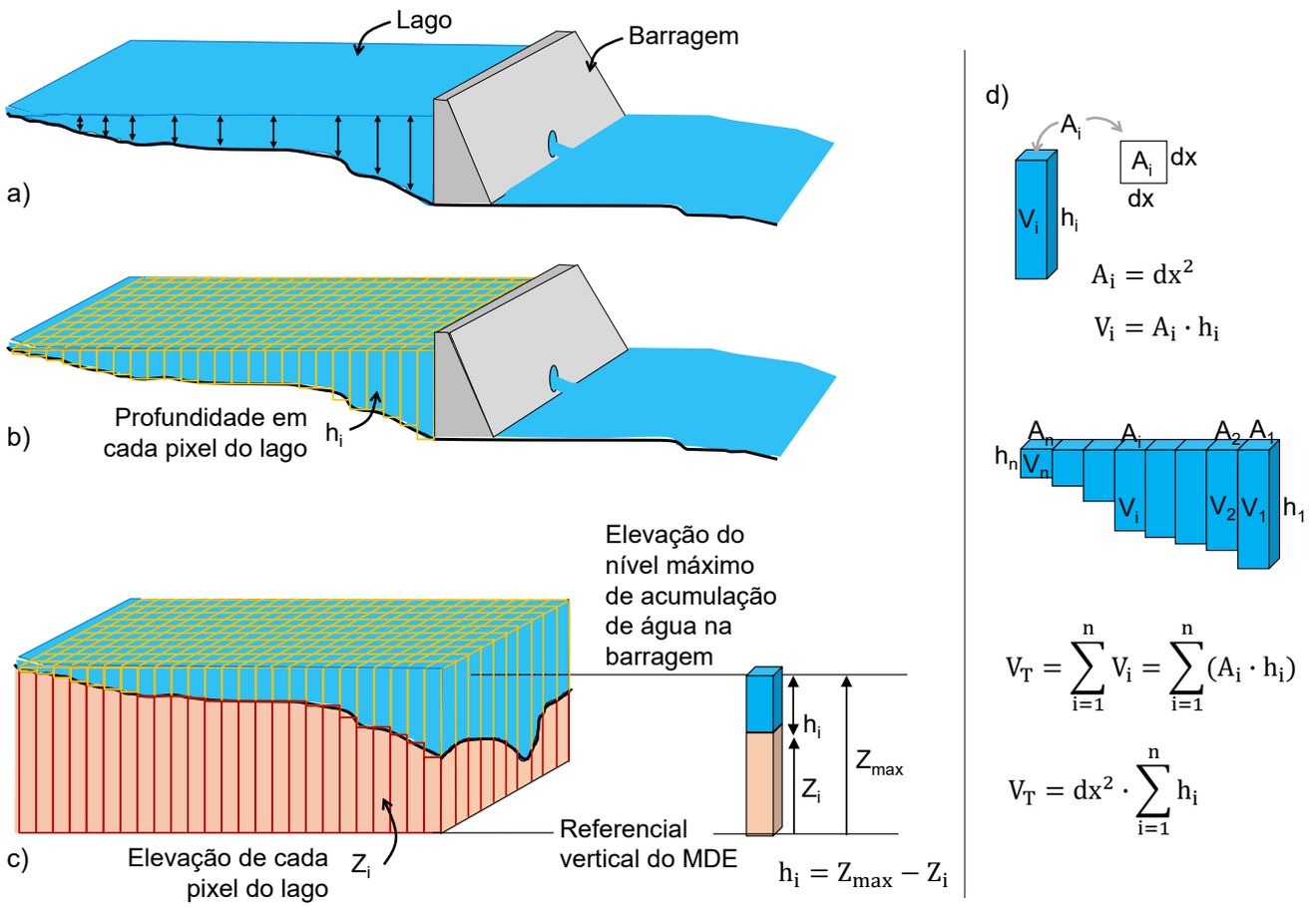


Figura 9.4 - a) Variabilidade espacial das profundidades ao longo de um lago formado pela construção de uma barragem; b) Representação das profundidades do lago em cada pixel; c) Indicação das elevações e profundidades em cada pixel, cuja soma é constante e igual à elevação do nível máximo de acumulação de água na barragem (Z_{max}); d) Dedução do cálculo do volume do lago, a partir do somatório do volume em cada pixel.

O volume total do lago é o somatório dos volumes armazenados em cada pixel do lago. Considerando que todos os pixels têm mesma área superficial, essa área pode ser colocada em evidência fora do somatório. O cálculo do volume do lago se resume, portanto, a somar as profundidades de todos os pixels e multiplicar o resultado pela área da superfície de um pixel (nesse caso essa área é dx^2).

Operacionalmente, em um software de SIG e com base no MDE, a determinação do volume de um lago a ser formado pela construção de uma barragem pode ser feita combinando operações simples e usualmente disponíveis nesse tipo de software. Existem vários caminhos e combinações de operações, mas uma alternativa relativamente rápida e de fácil execução é a ilustrada no esquema da Figura 9.5.

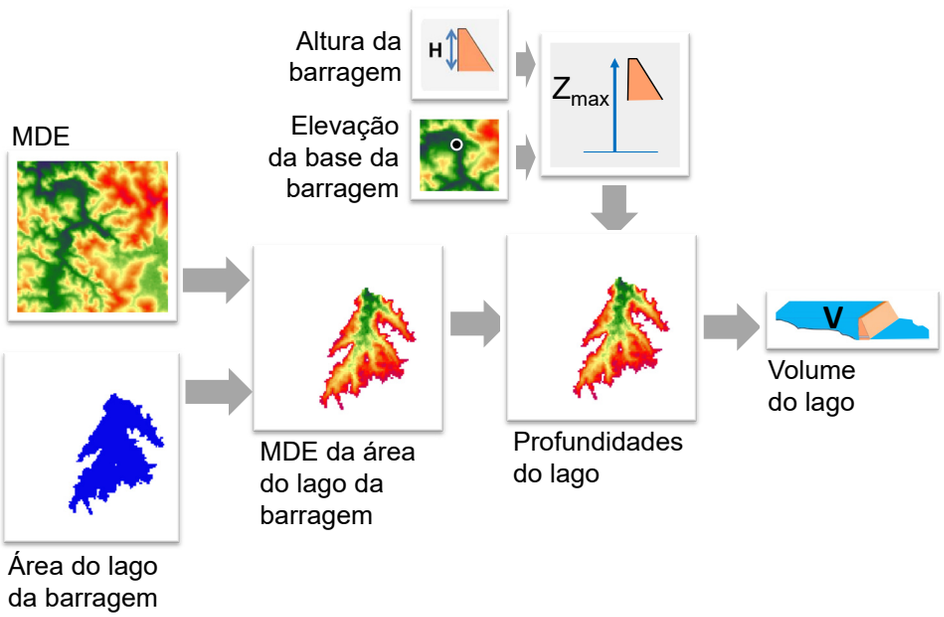


Figura 9.5 - a) Fluxo de etapas principais para a estimativa da área do volume de água acumulado no lago a ser formado com a construção de uma barragem a partir do MDE e produtos derivados.

A operacionalização dos procedimentos ilustrados na Figura 9.5 pode ser da seguinte forma.

i) O MDE e a delimitação do lago (determinada conforme item anterior neste capítulo) são usados para obter um MDE com valores válidos somente dentro da área do lago. Isso pode ser realizado com ferramentas do tipo recortar um raster a partir do vetor de delimitação do lago. Esta etapa pode ser feita também pela multiplicação entre o MDE e o raster da delimitação do lago, mantido com atributo 1 para os pixels internos ao lago e valor 0 para os externos;

ii) A altura da barragem deve ser definida pelo usuário e, em função do local exato do barramento, deve ser identificada a elevação desse pixel no MDE. A soma entre a altura da barragem (H) e a elevação do local da barragem resulta na elevação do nível máximo de acumulação de água (Z_{max});

iii) Com uma operação do tipo subtração entre um escalar e um raster, faz-se a diferença entre Z_{max} e o MDE gerado na etapa i. O resultado é um raster de profundidades do lago, no qual em pixel, o atributo é a profundidade do lago considerando o nível de água Z_{max};

iv) A última etapa consiste em primeiro fazer o somatório dos atributos do raster de profundidade do lago. Isso é realizado comumente com operações que quantificam estatísticas de um raster, com a escolha da soma como estatística a calcular. Em seguida, esse valor resultante da soma deve ser multiplicado pela área superficial de um pixel (dimensão do pixel dx ao quadrado), obtendo o volume do lago em m^3 (supondo MDE com elevações em metros e H e dx tomados em metros). Esse número pode ser muito grande, sendo mais prático trabalhar em unidades como o hectômetro cúbico (hm^3), que é obtido pela divisão do valor calculado em m^3 por 1.000.000.

Para o reservatório hipotético trabalhado no item anterior, localizado no rio Ijuí, no sul do país, foi aplicada essa abordagem e determinou-se o MDE recortado apenas para a área do lago (Figura 9.6-a). Para a altura da barragem considerada de 30 m e o nível máximo de acumulação de água correspondente (elevação 196 m), calculou-se o raster de profundidades do lago (Figura 9.6-b).

Esse lago hipotético tem profundidades de até 34 m, seguindo a distribuição espacial apresentada no referido mapa. A profundidade máxima é superior à altura da barragem porque foi utilizado o MDE original, com depressões do terreno presentes.

Para esse exemplo, três perfis transversais de profundidades foram elaborados para caracterizar a variação de profundidades ao longo da seção do reservatório (Figura 9.7). O perfil A-B está localizado mais próximo ao barramento (menos de 500 m a montante) e, nesse trecho, o reservatório tem cerca de 1,8 km de largura e profundidades de até 30 m.

No trecho do perfil C-D, localizado a quase 17 km em distância longitudinal a montante do eixo da barragem, a largura é cerca de 800 m e as profundidades ainda alcançam 28 m. No perfil E-F, situado a quase 46 km a montante do barramento, a largura é inferior a 400 m e profundidades de até 18 m. No exemplo em questão, as escalas horizontal e vertical são iguais entre os três perfis, o que permite a melhor comparação relativa entre eles.

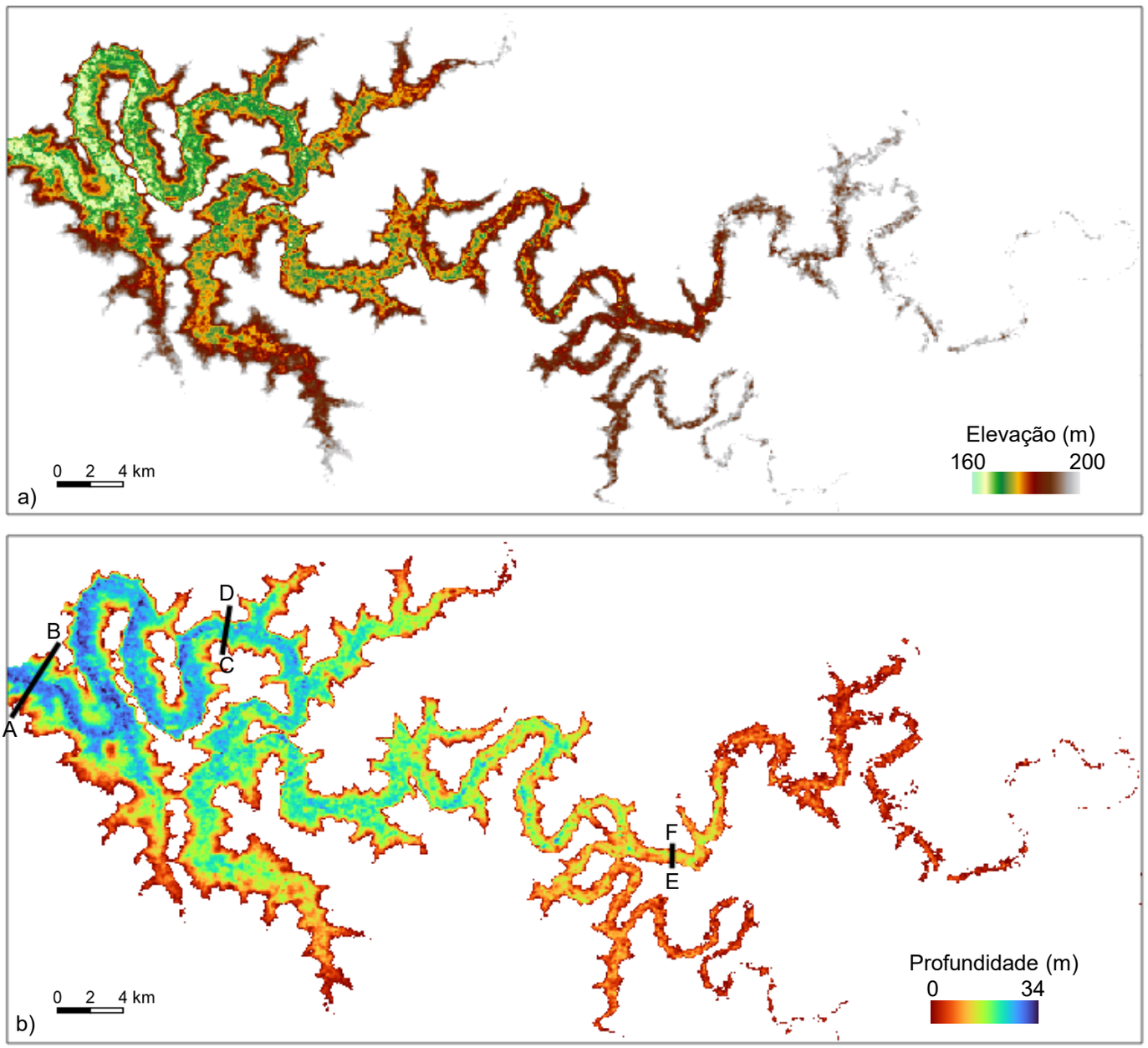


Figura 9.6 - a) MDE do SRTM 30 recortado para a área do lago formado por uma barragem hipotética no rio Ijuí (RS); b) Raster de profundidades do lago da barragem (considerando altura da barragem de 30 m); c) Perfis transversais de profundidade traçados ao longo do lago da barragem, conforme indicação em b).

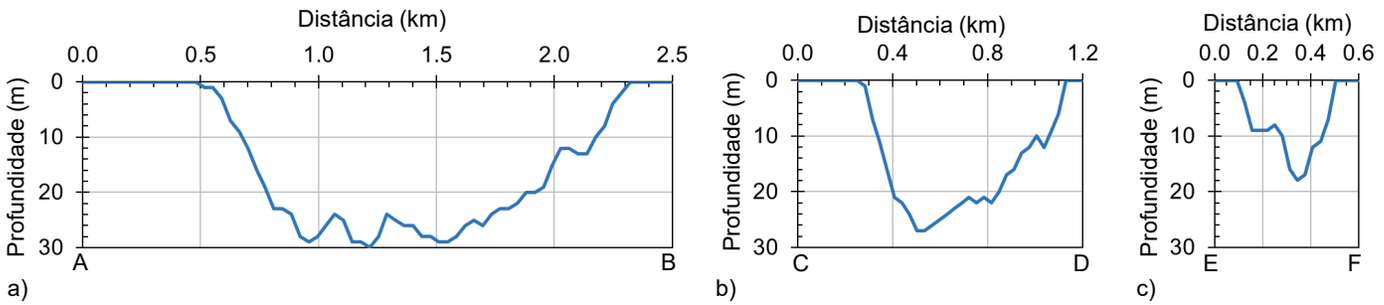


Figura 9.7 - a), b), c) Perfis transversais de profundidade traçados ao longo do lago da barragem, conforme indicação na figura anterior.

9.3 Curva cota-área-volume de uma área inundada

Para cada nível d'água que ocorre em um reservatório, o lago correspondente tem uma determinada área superficial e um determinado volume acumulado (Figura 9.8). A chamada curva cota-área-volume (CAV) de um reservatório estabelece a relação de como varia a área e o volume do lago com o nível d'água.

Pode-se expressar a CAV de três formas: i) como um conjunto de pontos apresentado de forma tabular; ii) na forma gráfica, com curvas propriamente ditas que relacionam cota versus área e cota versus volume (Figura 9.9); iii) na forma de equações matemáticas, também relacionando cota versus área e cota versus volume.

A curva CAV é essencial para o dimensionamento e a operação do reservatório. É relativamente simples e barato realizar o monitoramento do nível da água do reservatório e, a partir da CAV, estima-se a área e o volume correspondentes. O levantamento em campo da área e do volume do lago seria de alto custo e inviável de ser refeito com a frequência necessária.

Com o reservatório construído e operando, em cada instante de tempo, a informação conjunta de nível, área e volume são peça chave para os procedimentos operacionais e a tomada de decisão. São subsídios para melhorar o gerenciamento do reservatório frente aos critérios e propósitos de projeto, minimizar conflitos relacionados aos múltiplos usos da água e otimizar regras operacionais. A relação entre nível, área e volume também é fundamental a diversos tipos de estudos envolvendo a simulação da operação do reservatório, como estudos desenvolvidos para diferentes cenários, como cenários econômicos, cenários de demandas por produção energética e cenários de mudanças climáticas.

A curva CAV é elaborada usualmente por levantamentos topográficos e aerofotogrametria antes da construção da barragem. Após a formação do lago, essa curva deve ser sistematicamente revista e atualizada ao longo do tempo, devido à deposição e acumulação de sedimentos no fundo do lago. Os sedimentos tendem a reduzir a capacidade de acumulação de água no reservatório. Levantamentos batimétricos são preferencialmente empregados para essa finalidade, havendo ultimamente avanços em métodos baseados em sensoriamento remoto.

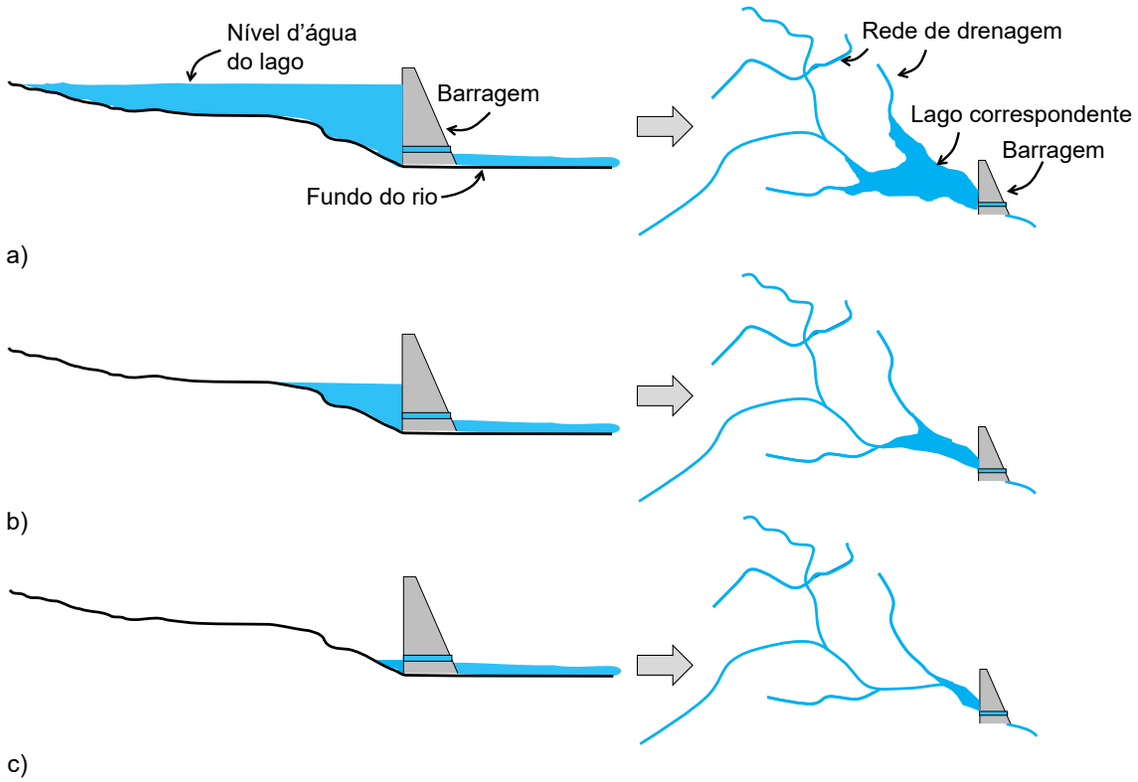


Figura 9.8 - a), b), c) Esquema de corte transversal (à esquerda) e vista superior (à direita) do lago formado por uma barragem correspondente a três níveis d'água distintos.

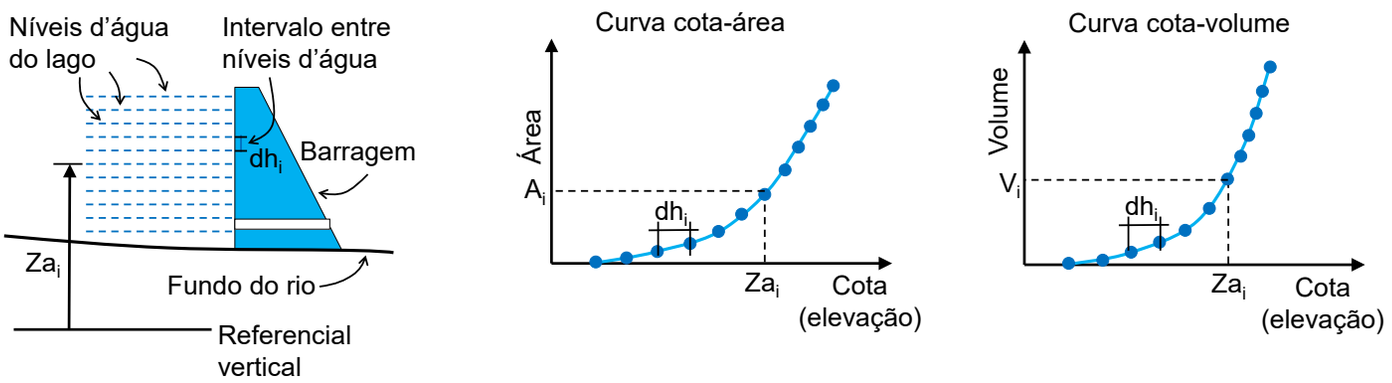


Figura 9.9 - Indicação de discretização dos níveis d'água de uma barragem com espaçamento dh_i para elaboração da curva cota-área-volume, onde cada nível d'água tem elevação Za_i que corresponde a uma área A_i e volume V_i.

Antes da construção da barragem e de forma preliminar, inclusive como critério para definição do local exato da barragem, a curva CAV pode ser elaborada a partir de processamento do MDE. Os procedimentos para estimar a área e o volume máximos do lago que se formaria com a construção hipotética de uma barragem, descritos nos subitens anteriores, podem ser repetidos de forma análoga para estimar a área e o volume desse lago para qualquer nível de água na barragem. Nesse caso, deve-se repetir tais procedimentos para um conjunto de níveis d'água que abrangem desde o nível mínimo até o nível máximo da barragem, com certo espaçamento regular entre eles (por exemplo, 50 cm ou 1 m). O resultado é um conjunto de pontos de nível d'água, área e volume do lago correspondentes, ou seja, a curva CAV preliminar do reservatório planejado.

O procedimento de estimar a curva CAV a partir do MDE é muito simples, mas pode ser trabalhoso o processo de repetição para obter o conjunto de pontos, ao ter que fazer a estimativa de área e volume individualmente para cada nível de água.

Uma alternativa é automatizar o procedimento com ferramentas de modelagem presentes em alguns softwares, para que a sequência de operações seja automaticamente realizada a partir dos dados de entrada. Isso é particularmente recomendado se a geração de curvas CAV vai ser realizada para diversos reservatórios. Outra alternativa é usufruir de comandos, plug-ins ou scripts já disponíveis em alguns softwares que elaboram a curva CAV automaticamente.

Uma via intermediária entre automação e repetição braçal de operações é o uso de comando que gera a hipsometria de uma bacia hidrográfica, disponível em alguns softwares. Nesse caso, deve-se restringir a região de análise à área máxima do lago e a hipsometria resultante indica o conjunto de pontos de área inundada e nível de água correspondente. A curva cota-volume pode ser deduzida pela integração numérica da curva cota-área.

A curva cota-área-volume gerada para o lago da barragem hipotética do exemplo da Figura 9.6, no rio Ijuí, no Rio Grande do Sul, obtida do processamento do MDE do SRTM 30, é apresentada na Figura 9.10, na forma gráfica. De metro em metro, tem-se a relação entre a elevação do nível da água do lago e a área e o volume correspondentes. Essas informações poderiam ser usadas operacionalmente, em tempo real, conforme cada nova medição de nível d'água, para ter a área e volume de água armazenados naquele instante de tempo.

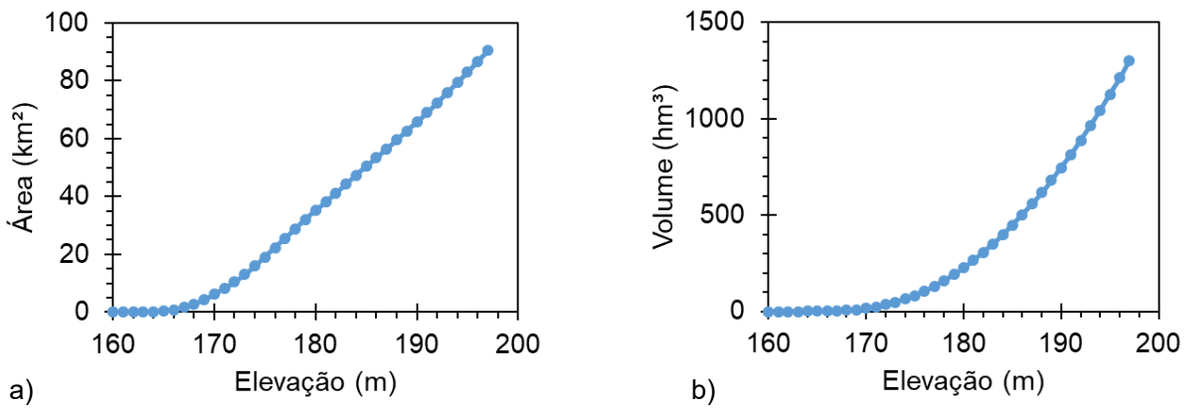


Figura 9.10 - a), b) Curvas cota-área e cota-volume no formato gráfico para um reservatório hipotético no rio Ijuí (RS), no ponto indicado na Figura 9.6, obtidas por processamento do MDE.

Capítulo 10

Distâncias relacionadas ao fluxo da água

Em estudos de várias áreas do conhecimento, além da topografia representada no MDE e do traçado da rede de drenagem, há o interesse no cômputo de distâncias relacionadas ao fluxo da água em uma bacia hidrográfica. Esse é o propósito deste capítulo, apresentar formas de computar essas distâncias, com exemplos reais e explicações didáticas acerca da interpretação dos resultados.

Dado um ponto qualquer do terreno, pode-se calcular a menor distância em linha reta até o curso d'água mais próximo, que é a distância euclidiana, ou determinar a distância desse ponto até alcançar o curso d'água segundo o traçado ditado pela topografia, isto é, segundo os caminhos de fluxo.

Outra distância que se pode calcular é desde cada ponto da bacia hidrográfica até alcançar o exutório, com trechos contabilizados sobre o terreno e trechos ao longo de cursos d'água. Se o referencial é fixado em cada pixel de cabeceira, ou seja, cada pixel que não recebe escoamento de nenhum outro, pode-se contabilizar a distância percorrida ao longo do percurso até o exutório.

Analogamente, pode-se computar distâncias exclusivas para os pixels integrantes à rede de drenagem: as distâncias percorridas desde cada pixel de cabeceira, no sentido do fluxo da água até o exutório; e as distâncias medidas ao longo desses percursos, mas contabilizadas desde o exutório (ou seja, seguindo rio acima).

10.1 Distância até a rede de drenagem em linha reta (euclidiana)

Em várias situações, existe a necessidade de contabilizar as distâncias de qualquer ponto da superfície até o curso d'água mais próximo. Por exemplo, para selecionar áreas adequadas para instalação de um aterro sanitário ou para delimitar áreas de preservação permanente. Essas distâncias são determinadas em linha reta até o ponto da rede de drenagem que está mais próximo. Essa forma de contabilização de distâncias corresponde à chamada distância euclidiana.

No espaço bidimensional, a distância euclidiana é definida matematicamente como ilustrado na Figura 10.1-a, provada pelo Teorema de Pitágoras. Para o caso de distâncias entre um ponto qualquer da superfície e a rede de drenagem, teoricamente pode-se ter infinitas distâncias calculadas para os infinitos pontos escolhidos na rede. Mas, o interesse costuma ser a identificação da distância mínima desse ponto até a rede de drenagem, ou seja, a distância desse ponto ao ponto da rede situado mais próximo, ao longo de uma linha reta.

No exemplo da Figura 10.1-b, estão indicadas as distâncias estabelecidas em linha reta entre um ponto P da superfície e oito pontos da rede de drenagem. Se isso fosse replicado para todos os pontos da rede de drenagem, a menor das distâncias seria a distância euclidiana do ponto P à rede. Tal distância é a distância d_b, já que o ponto b é o ponto da rede de drenagem situado mais próximo de P em linha reta. Analogamente, na Figura 10.1-c, tem-se a indicação da menor distância de cada um de sete pontos da superfície em relação à rede de drenagem.

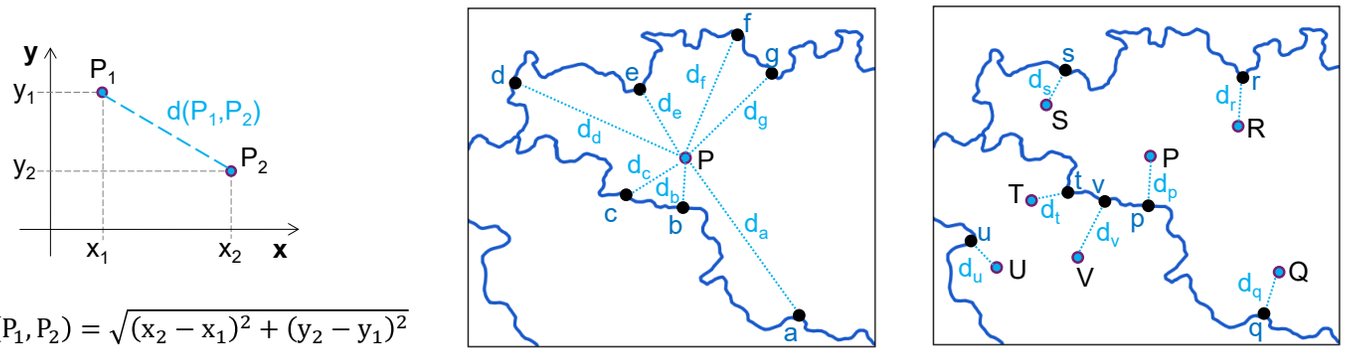


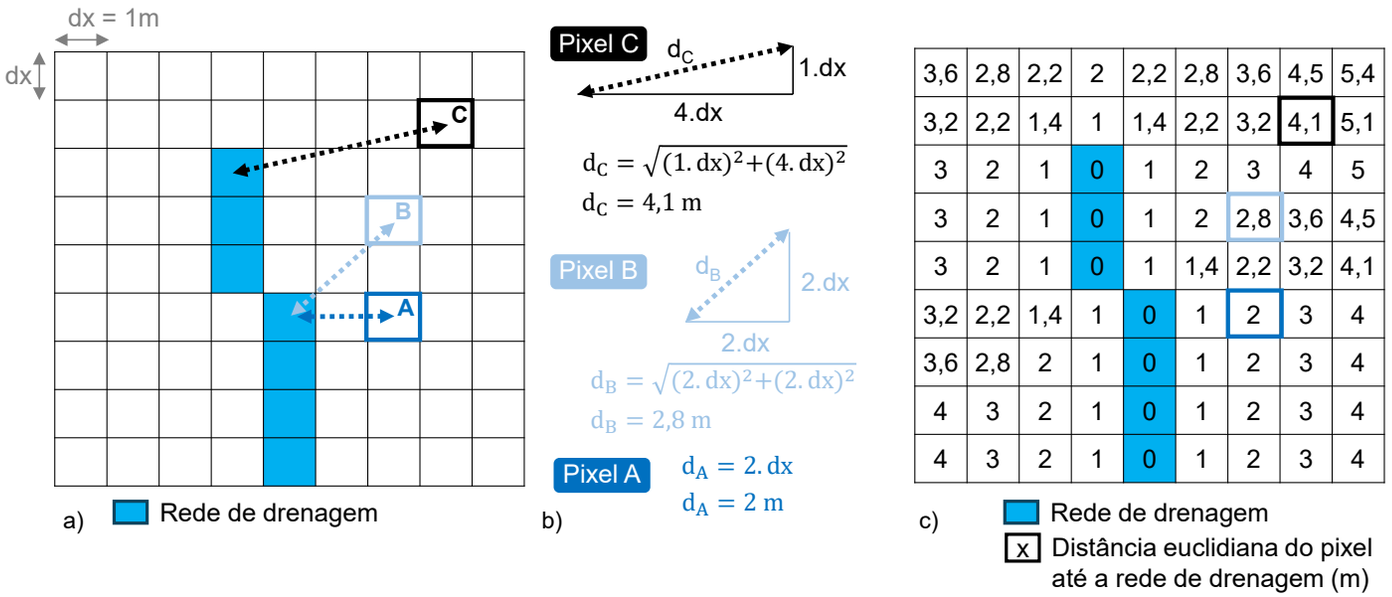
Figura 10.1 - a) Cálculo de distância euclidiana no espaço bidimensional (xy) entre dois pontos (P_1 e P_2); b) Indicação de distâncias euclidianas (d_a até d_g) entre um ponto qualquer da superfície (P) e oito pontos ao longo da rede de drenagem (a até g); c) Indicação de distâncias euclidianas (d_p até d_v) entre sete pontos da superfície (P até V) e os correspondentes pontos mais próximos na rede de drenagem (p até v).

Ao calcular a distância euclidiana de cada ponto da superfície até a rede de drenagem mais próxima e guardar essa informação como um atributo do pixel correspondente a esse ponto, tem-se um raster que representa a superfície de distâncias euclidianas. No caso, a distância é computada desde o centroide de cada pixel até o ponto da rede de drenagem mais próximo. A rede de drenagem de referência para o cômputo das distancias pode ser na forma de um vetor de linhas ou na forma de um raster, a depender do software e do comando utilizados.

A situação de determinação de um raster de distâncias euclidianas até uma rede de drenagem representada também como um raster é ilustrada didaticamente na Figura 10.2. Tem-se que o pixel A está situado a dois pixels de distância do pixel da rede de drenagem mais próximo e, supondo tamanho do pixel de 1 m, essa distância (d_A) é de 2 m. Para os pixels B e C, as distâncias em linha reta entre o centroide deles e o centroide do pixel da rede de drenagem mais próximo são determinadas pelo Teorema de Pitágoras, como indicado na referida figura.

Ao repetir esse procedimento de cálculo para todos os pixels da imagem, tem-se o raster de distâncias euclidianas. Os pixels que representam a rede de drenagem têm distancia zero.

Para ilustrar um caso real, tem-se o exemplo de um trecho da bacia do rio Icamaquã, no Rio Grande do Sul (Figura 10.3), com distâncias obtidas na forma de um raster de resolução espacial de 90 m, em relação a uma rede de drenagem vetorial determinada por processamento do MDE do SRTM 90 e considerando um limiar de área mínima de drenagem de 10 km². Percebem-se os padrões espaciais da superfície de distâncias, na forma de buffers em torno dos cursos d'água. Também são identificadas claramente as áreas que são mais distantes de qualquer curso d'água, alcançando em torno de 6 km, como a região onde se encontra o ponto A.



3,6	2,8	2,2	2	2,2	2,8	3,6	4,5	5,4
3,2	2,2	1,4	1	1,4	2,2	3,2	4,1	5,1
3	2	1	0	1	2	3	4	5
3	2	1	0	1	2	2,8	3,6	4,5
3	2	1	0	1	1,4	2,2	3,2	4,1
3,2	2,2	1,4	1	0	1	2	3	4
3,6	2,8	2	1	0	1	2	3	4
4	3	2	1	0	1	2	3	4
4	3	2	1	0	1	2	3	4

Figura 10.2 - a) Indicação de distância euclidiana entre três pixels (A, B, C) e os correspondentes pixels da rede de drenagem mais próximos a cada um; b) Cálculo das distâncias euclidianas dos pixels A, B e C até a rede de drenagem; c) Superfície de distâncias euclidianas em relação à rede de drenagem.

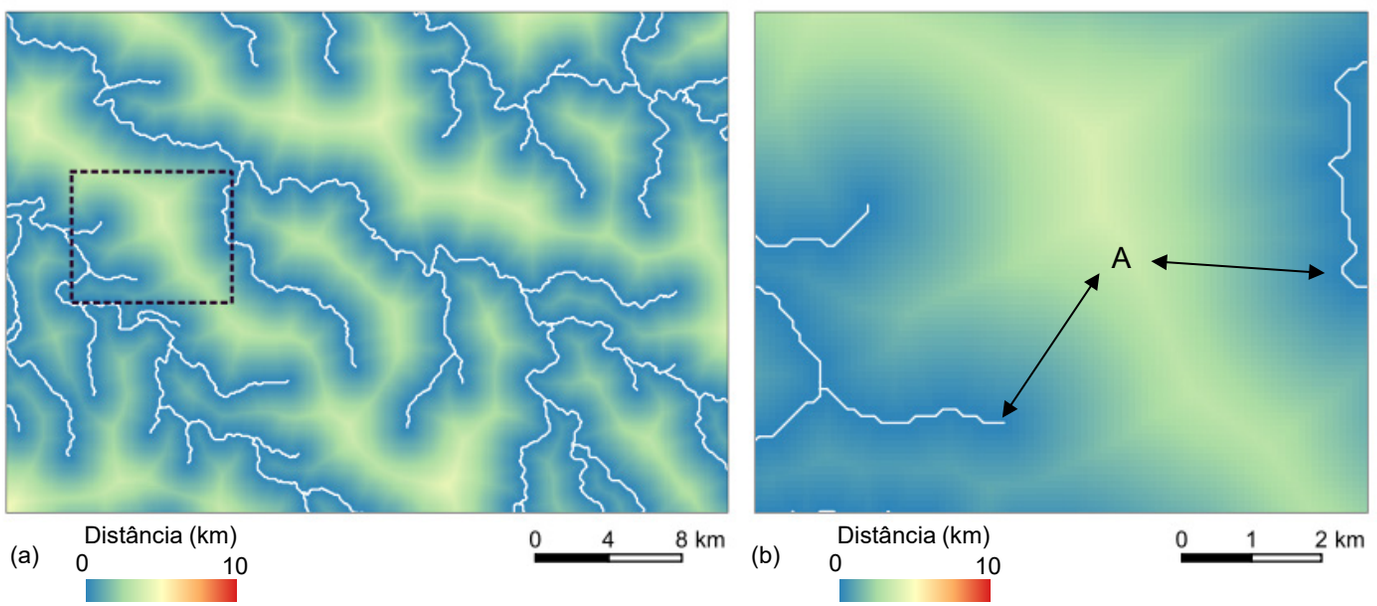


Figura 10.3 - a) Superfície de distâncias euclidianas em relação à rede de drenagem (linha branca) de parte da bacia do rio Icamaquã (RS), obtida do processamento do MDE do SRTM 90; b) Ampliação da área indicada pelo retângulo indicado em a), sendo A um ponto equidistante em linha reta das redes de drenagem nos pontos indicados pelas setas.

10.2 Distância até a rede de drenagem ao longo dos caminhos de fluxo

Como visto no item anterior, a distância euclidiana é medida em linha reta entre um ponto qualquer da superfície até o ponto da rede de drenagem mais próximo dele. Diferente das distâncias euclidianas, outra abordagem para contabilizar distâncias até a rede de drenagem é segundo os caminhos de fluxo. Dado um ponto na superfície, caminha-se para jusante dele segundo o caminho de fluxo estabelecido pelo processamento do MDE até alcançar a rede de drenagem. A extensão desse trajeto é a distância segundo o caminho de fluxo até a rede de drenagem.

A diferença conceitual de contabilização desses dois tipos de distâncias até a rede de drenagem, para dois pixels (P_1 e P_2), é exemplificada na Figura 10.4. Na distância euclidiana, o ponto de referência da rede de drenagem para cálculo da distância é aquele que propicia a menor distância em linha reta para cada caso (pontos R_1 e R_2 na Figura 10.4-a). Na distância contabilizada ao longo dos caminhos de fluxo, o ponto de referência da rede de drenagem é aquele ao qual o fluxo a jusante do pixel converge – pontos R_1 e R_2 na Figura 10.4-b.

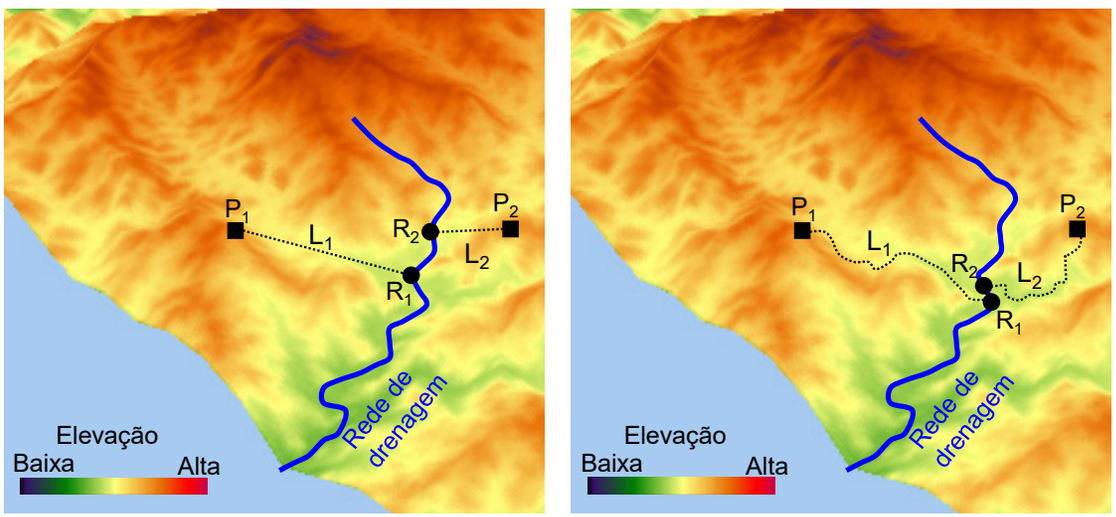
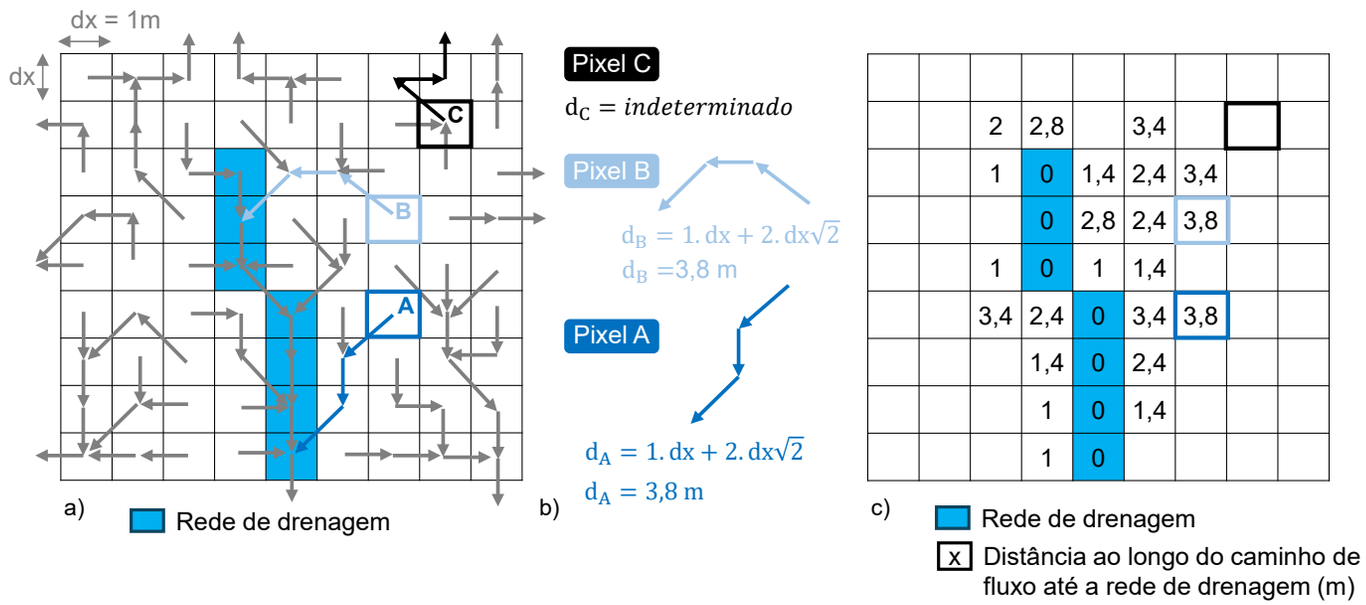


Figura 10.4 - a) Visualização 3D de um MDE com indicação esquemática de distâncias euclidianas desde pixels P_1 e P_2 até a rede de drenagem, correspondendo às medidas L_1 e L_2 e aos pontos R_1 e R_2 da rede, respectivamente; b) Analogamente a anterior, mas com distâncias contabilizadas ao longo dos caminhos de fluxo desde pixels P_1 e P_2 até a rede de drenagem.

Por definição, para um dado ponto, a distância ao longo dos caminhos de fluxo é sempre igual ou superior à distância euclidiana, já que a distância em linha reta é a menor distância entre dois pontos. A igualdade entre essas medidas de distâncias acontece apenas na situação particular em que ocorrem duas condições simultaneamente: i) o caminho de fluxo segue um caminho reto até a rede de drenagem; ii) esse caminho alcança coincidentemente o ponto da rede mais próximo.

Analogamente às distâncias euclidianas, pode-se fazer a contabilização das distâncias ao longo do fluxo até a rede de drenagem para todos os pontos e obter uma superfície de distâncias representada como um raster. A rede de drenagem tomada como referência para cômputo das distâncias pode ser no formato vetorial ou no formato raster, sendo mais comum o segundo caso.

No exemplo da Figura 10.5 tem-se a mesma estrutura e rede de drenagem da Figura 10.2, usada para ilustrar as distâncias euclidianas. Para os pixels A e B, tem-se a indicação do caminho de fluxo percorrido até alcançar a rede de drenagem e a quantificação da extensão do correspondente percurso. A regra padrão de mensuração da distância é computar uma extensão igual ao tamanho do pixel (dx) para cada passo ortogonal e uma extensão igual à $\sqrt{2}$·dx para cada passo diagonal. Para o pixel C, o fluxo a jusante dele sai da imagem sem alcançar algum trecho da rede de drenagem, resultando para esse pixel uma indeterminação da distância ao longo do caminho de fluxo até a rede de drenagem. Repetindo o procedimento para todos os pixels, obtém-se o raster da superfície de distâncias como ilustrado na referida figura.



		2	2,8		3,4			
		1	0	1,4	2,4	3,4		
			0	2,8	2,4	3,8		
		1	0	1	1,4			
		3,4	2,4	0	3,4	3,8		
			1,4	0	2,4			
			1	0	1,4			
			1	0				

Figura 10.5 - a) Direções de fluxo, rede de drenagem e indicação de distância ao longo dos caminhos de fluxo desde três pixels (A, B, C) até os correspondentes pixels da rede de drenagem aos quais se conectam; b) Cálculo das distâncias dos pixels A, B e C até a rede de drenagem ao longo dos caminhos de fluxo; c) Superfície de distâncias ao longo dos caminhos de fluxo até a rede de drenagem (pixels sem valor não tem distância determinada pois não se conectam a algum trecho de drenagem na imagem).

A aplicação do cálculo de distâncias ao longo dos caminhos de fluxo até a rede de drenagem para um caso real é exemplificada na Figura 10.6, para um trecho da bacia do rio Icamaquã, no Rio Grande do Sul, o mesmo exemplo trabalhado para distâncias euclidianas (Figura 10.3).

Por esse exemplo, ilustra-se como os padrões espaciais da superfície de distâncias ao longo dos caminhos de fluxo são muito distintos dos padrões obtidos na superfície de distâncias euclidianas. Na superfície de distâncias euclidianas, ocorrem padrões geométricos como buffers ao redor dos cursos d'água. Já na superfície de distâncias ao longo dos caminhos de fluxo, visivelmente se observam os limites das áreas de contribuição a cada trecho da drenagem, ou seja, os divisores topográficos entre sub-bacias contribuintes aos trechos de rio.

Na área em destaque na Figura 10.6, a região localizada entre os pontos A e B têm distâncias em torno de 10 km, por essa região ter os caminhos de fluxo drenando para o curso d'água à esquerda na imagem, embora exista um curso d'água à direita mais próximo dessa região em linha reta (a uma distância inferior a 2 km).

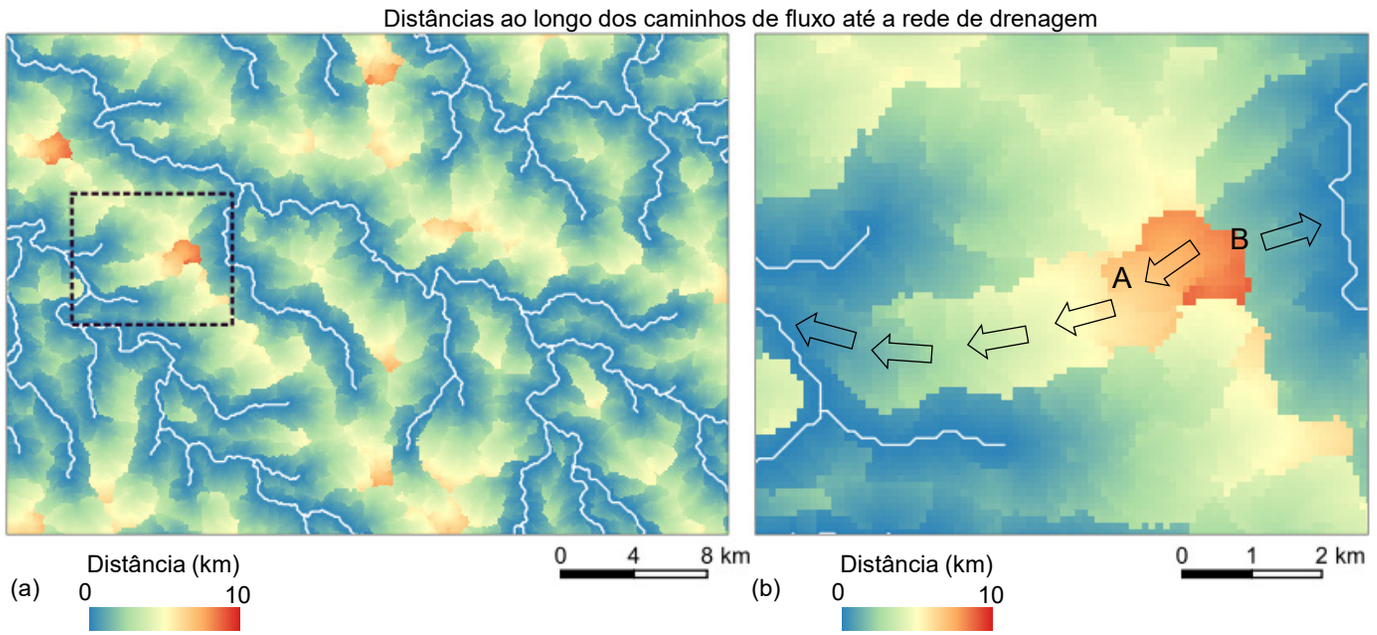


Figura 10.6 - a) Superfície de distâncias ao longo dos caminhos de fluxo até a rede de drenagem para trecho da bacia do rio Icamaquã (RS), obtida do processamento do MDE do SRTM 90; b) Ampliação da área indicada pelo retângulo em a), sendo A o mesmo ponto indicado na Figura 10.3-a e B um ponto na região que separa a área a esquerda, cujas distâncias se referem ao trecho da rede à esquerda, e a área à direita, cujas distâncias se referem ao trecho da rede à direita, conforme setas indicativas; em a) e b), a linha branca representa a rede de drenagem de referência para cômputo das distâncias.

10.3 Distâncias ao longo dos caminhos de fluxo até o exutório

Outra forma de contabilizar distâncias ao longo dos caminhos de fluxo é em relação ao exutório da bacia. Para cada pixel da bacia, quantifica-se a distância do caminho de fluxo a jusante dele até alcançar o pixel tido como exutório da bacia. O procedimento é análogo ao descrito no item anterior para as distâncias até a rede de drenagem, mas alterando-se o referencial final para o exutório da bacia.

Para cada pixel, caminha-se a jusante segundo as direções de fluxo, contabilizando por regra padrão de mensuração da distância uma extensão igual ao tamanho do pixel (dx) para cada passo ortogonal e uma extensão igual à $\sqrt{2}\cdot dx$ para cada passo diagonal ao longo desse caminho traçado. Para os pixels que não fazem parte da rede de drenagem (por exemplo, os pixels A e B da Figura 10.7), o trajeto percorrido compreende o trecho até alcançar a rede de drenagem e também o trecho ao longo da rede de drenagem até o exutório. Para os pixels que integram a rede de drenagem (por exemplo, o pixel D na Figura 10.7), o percurso traçado é formado apenas pelo trecho ao longo da própria rede.

Ao guardar a distância medida para cada pixel como atributo em um raster, forma-se a superfície de distâncias ao longo dos caminhos de fluxo até o exutório. Nesse raster, não há distinção entre pixels que integram ou não a rede de drenagem. Para todos os pixels, tem-se a informação de distância até o exutório segundo os caminhos de fluxo. Pixels não pertencentes à bacia contribuinte ao exutório escolhido não tem distância determinada, como o pixel C na Figura 10.7.

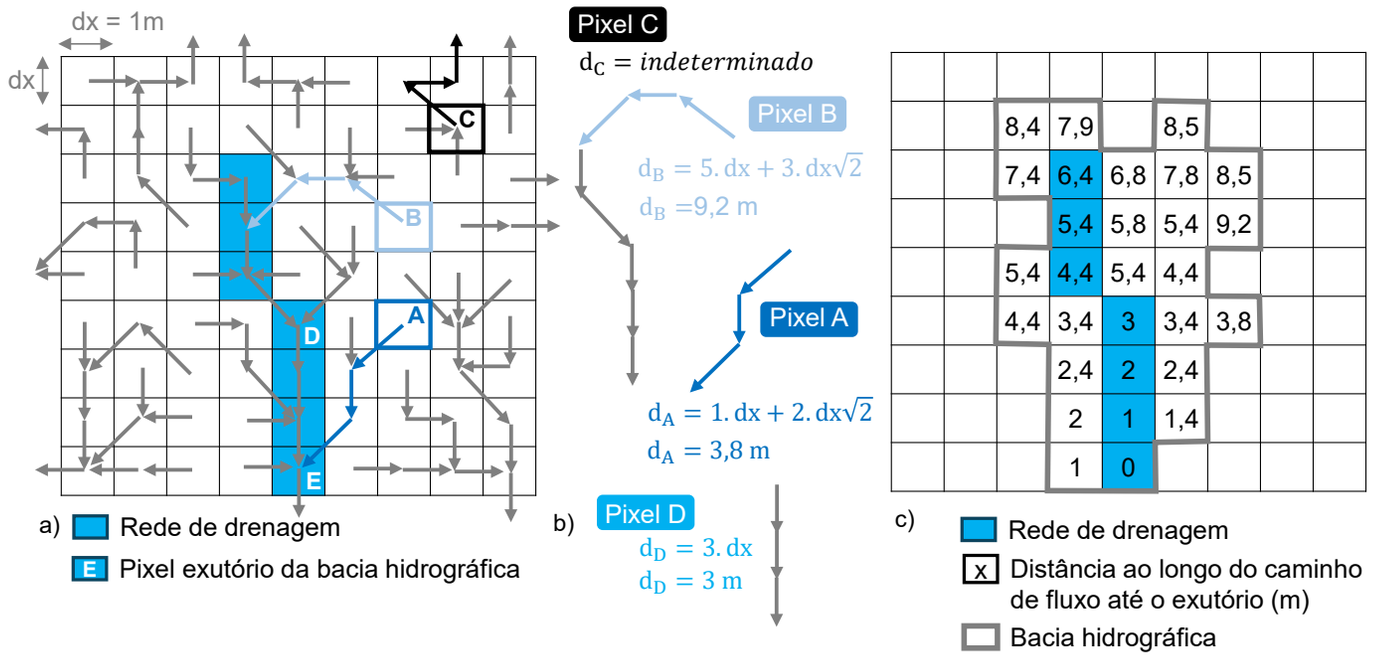


Figura 10.7 - a) Direções de fluxo, rede de drenagem e indicação de distância ao longo dos caminhos de fluxo desde quatro pixels (A, B, C, D) até o pixel exutório da bacia hidrográfica; b) Cálculo das distâncias dos pixels A, B, C e D até o exutório da bacia; c) Superfície de distâncias ao longo dos caminhos de fluxo até o exutório (pixels sem valor não tem distância determinada pois não tem fluxo que drena para o exutório da bacia, isto é, não pertencem à bacia).

Um exemplo real de superfície de distâncias ao longo dos caminhos de fluxo em relação ao exutório é indicado para a bacia do rio Icamaquã, no Rio Grande do Sul, obtido a partir do processamento do MDE do SRTM 90 (Figura 10.8). O padrão espacial da superfície obtida ilustra como variam as distâncias até o exutório à medida que se caminha de jusante para montante, em direção às cabeceiras da bacia. A variação espacial das distâncias segue o padrão da configuração espacial da rede de drenagem e alcança distâncias de até 270 km. Percebem-se as áreas equidistantes ao exutório, como por exemplo as regiões em torno dos pontos A, B, C e D, situadas a aproximadamente 210 km do exutório da bacia. Por outro lado, a região do ponto E está geograficamente vizinha à região do ponto D, mas situada a quase 60 km a mais do exutório do que o ponto D, em função dos diferentes caminhos de fluxo que se seguem desde cada um desses pontos.

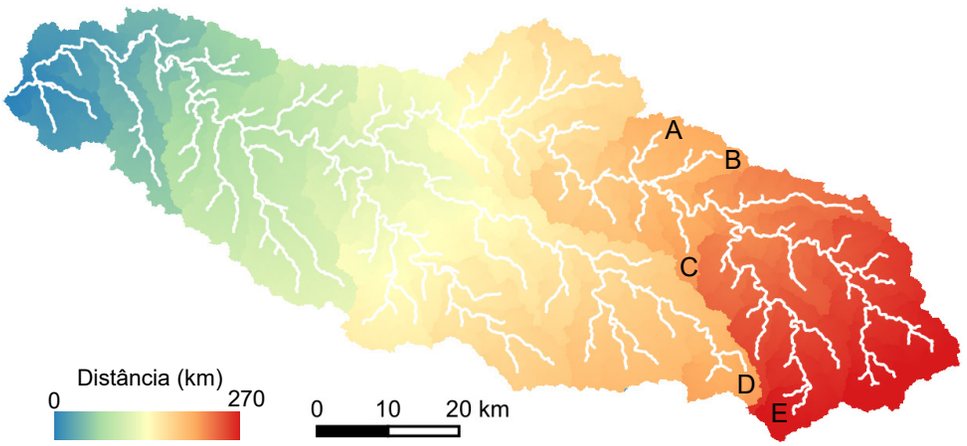


Figura 10.8 - Superfície de distâncias ao longo dos caminhos de fluxo até o exutório da bacia do rio Icamaquã (RS), com superposição de rede de drenagem (linha branca), ambos derivados do MDE do SRTM 90.

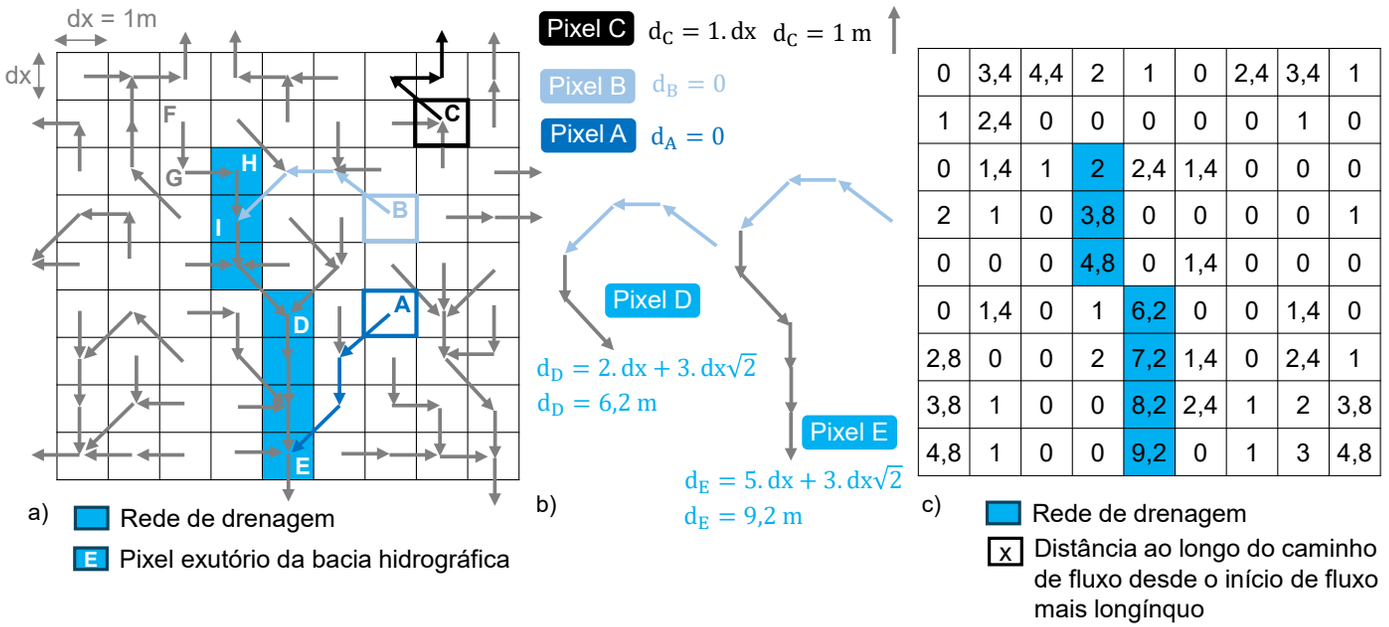
10.4 Distâncias ao longo dos caminhos de fluxo desde o início de fluxo

Também segundo os caminhos de fluxo, pode-se contabilizar outra forma de distância, que é a distância relativa ao ponto de início do fluxo. A partir do processamento do MDE tem-se que todo e qualquer pixel da imagem tem conectividade de fluxo com os demais, formando os caminhos de fluxo que seguem até sair da imagem. Mas, alguns pixels da imagem não recebem o fluxo de nenhum outro pixel, ou seja, eles se caracterizam como pontos de início de fluxo (por exemplo, os pixels A, B e F na Figura 10.9).

A partir de cada um desses pixels de início de fluxo, pode-se caminhar para jusante segundo as direções de fluxo contabilizando a distância percorrida desde o início do percurso, com a mesma regra padrão de contabilizar uma extensão igual ao tamanho do pixel (dx) para cada passo ortogonal e uma extensão igual à $\sqrt{2}\cdot dx$ para cada passo diagonal.

Do pixel F para o pixel G na Figura 10.9, por exemplo, tem-se uma distância percorrida de 1 dx (1 m, no caso) e, no pixel H, tem-se uma distância percorrida desde F que é de 2.dx (2 m). O pixel a jusante de H é o pixel I. Ao contrário dos anteriores, o pixel I não recebe apenas o fluxo que vem desde F, mas também o fluxo que vem desde outros quatro pontos de origem do escoamento. A distância percorrida desde cada um desses pontos de início de fluxo até alcançar o ponto I tem valores específicos, que podem coincidir entre si ou não. Costuma-se considerar, nesse caso, a maior dessas distâncias como o valor a ser atribuído ao pixel I, o que corresponde ao caminho de fluxo originado no pixel B (6,2 m, por ter um trecho ortogonal e dois trechos diagonais).

Generalizando, portanto, tem-se que a distância guardada em um pixel corresponde à distância medida em relação ao ponto de início de fluxo a montante situado mais longe dele. Repetindo esse procedimento para todos os pixels da imagem, tem-se um raster que representa a superfície de distâncias ao longo dos caminhos de fluxo contabilizadas desde o início do fluxo mais longínquo.



0	3,4	4,4	2	1	0	2,4	3,4	1
1	2,4	0	0	0	0	0	1	0
0	1,4	1	2	2,4	1,4	0	0	0
2	1	0	3,8	0	0	0	0	1
0	0	0	4,8	0	1,4	0	0	0
0	1,4	0	1	6,2	0	0	1,4	0
2,8	0	0	2	7,2	1,4	0	2,4	1
3,8	1	0	0	8,2	2,4	1	2	3,8
4,8	1	0	0	9,2	0	1	3	4,8

Figura 10.9 - a) Direções de fluxo representadas por setas e indicação da rede de drenagem e de alguns pixels tomados como exemplo; b) Cálculo das distâncias ao longo dos caminhos de fluxo desde o início de fluxo a montante mais longe até alcançar pixels A, B, C, D e E; c) Superfície de distâncias ao longo dos caminhos de fluxo desde o início de fluxo a montante mais longe.

Um exemplo real de superfície de distâncias desse tipo é ilustrado na Figura 10.10 para um trecho da bacia do rio Icamaquã, no Rio Grande do Sul. Percebe-se como há trechos de distâncias bem curtas distribuídos ao longo de toda a extensão da área, já que existem pontos de início de fluxo por toda a área (como os pontos A até G, por exemplo) – que não devem ser confundidos com pontos de início da rede de drenagem.

A medida que se percorrem os fluxos, as distâncias desde o início do traçado aumentam, destacando os caminhos de fluxo principais que coincidem com trechos da rede de drenagem, como os pontos H e I, por exemplo. Entretanto, o leitor deve perceber que, embora H e I estejam espacialmente muito próximos um do outro e I esteja a jusante de H, eles apresentam distâncias desde os pontos a montante mais longínquos bem distintas entre si. Isso ocorre porque a distância registrada em H é referente ao fluxo traçado desde o ponto em torno de C, que é o ponto de início de fluxo mais distante que passa por H. Por outro lado, a distância medida para o ponto I é referente a um caminho de fluxo que vem desde um ponto que se localiza a montante da área ampliada na Figura 10.10-b, que é o ponto X indicado na Figura 10.10-a.

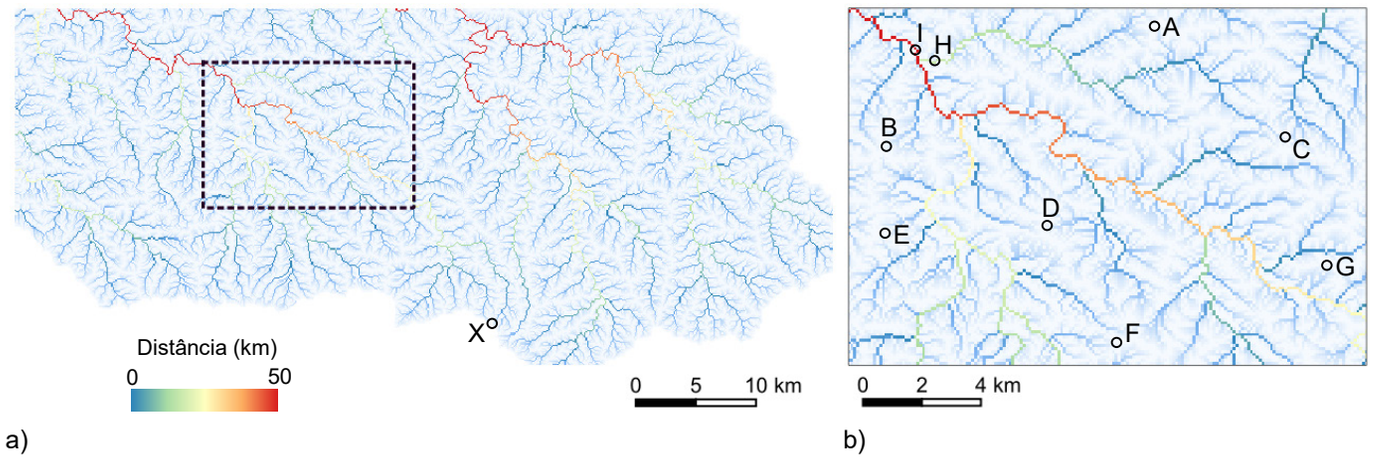


Figura 10.10 - a) Superfície de distâncias ao longo dos caminhos de fluxo desde o ponto de início de fluxo mais longe, para a parte alta da bacia do rio Icamaquã (RS), obtida do processamento do MDE do SRTM 90; b) Ampliação da área indicada pelo retângulo indicado em a).

10.5 Distâncias ao longo da rede de drenagem desde as cabeceiras

A partir do processamento do MDE pode-se derivar a rede de drenagem no formato raster e contabilizar distâncias específicas exclusivamente para os pixels que pertencem à essa rede. As duas formas principais são as distâncias calculadas ao longo da rede de drenagem desde as cabeceiras e as distâncias calculadas em relação ao exutório da bacia. A primeira abordagem é tratada neste subitem, enquanto a segunda é descrita no subitem seguinte.

Para cada trecho de início da rede de drenagem, pode-se identificar o pixel integrante da rede que está localizado mais a montante e considerá-lo como a cabeceira desse trecho (pixel H no exemplo da Figura 10.11). Partindo desse pixel, percorre-se a rede para jusante segundo as direções de fluxo e quantifica-se a distância percorrida acumulada desde o ponto de início (cabeceira). A cada passo ortogonal soma-se o tamanho do pixel (dx) à distância percorrida e, a cada passo diagonal, acrescenta-se $\sqrt{2} \cdot dx$. Em cada pixel da rede de drenagem, guarda-se a informação da distância percorrida desde a cabeceira (Figura 10.11).

A medida que se percorre a rede para jusante, ocorrem confluências de trechos da rede. Para um determinado pixel da rede, podem existir várias cabeceiras a montante. Nesse caso, a informação a ser guardada é a da maior distância acumulada, ou seja, a distância em relação à cabeceira situada mais longe do pixel.

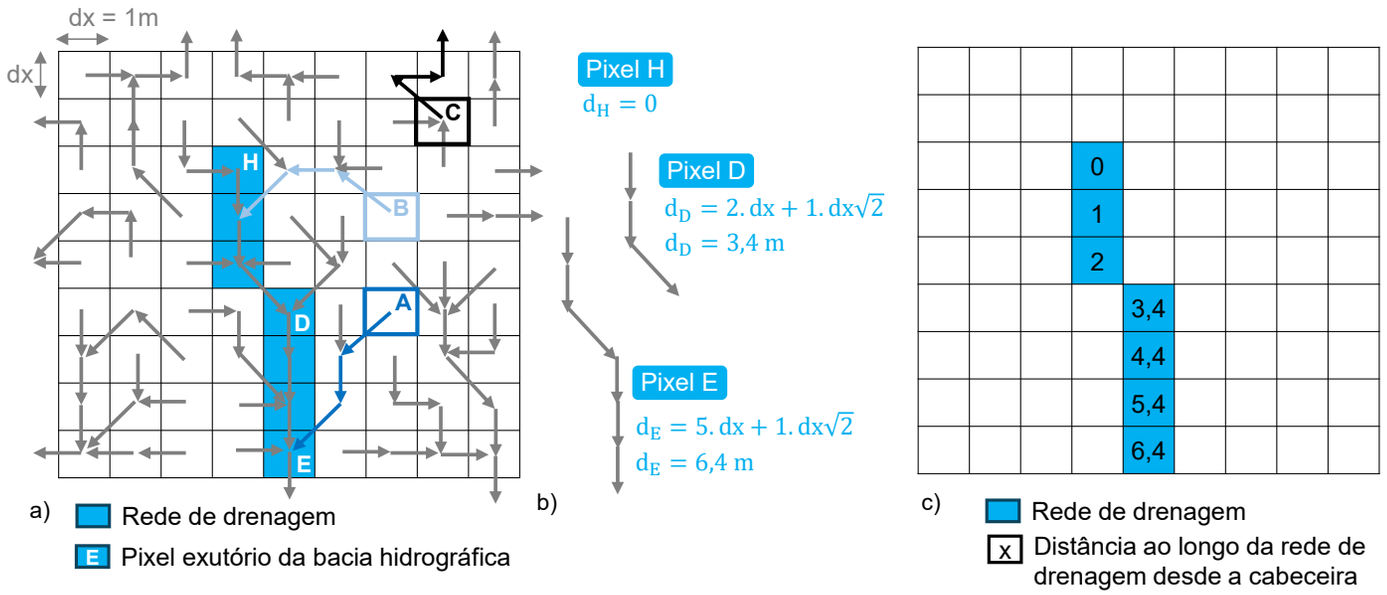


Figura 10.11 - a) Direções de fluxo representadas por setas e indicação da rede de drenagem e de alguns pixels tomados como exemplo; b) Cálculo das distâncias ao longo da rede de drenagem desde a cabeceira H até alcançar pixels D e E; c) Raster de distâncias ao longo da rede de drenagem desde a cabeceira.

Ao fazer esse procedimento para todos os pixels da rede, tem-se um raster cujo atributo é a distância ao longo da rede de drenagem desde a cabeceira mais longínqua. Pixels não pertencentes à rede não tem valor determinado (por exemplo, pixels A, B e C e muitos outros da Figura 10.11).

Um caso real de raster de distâncias ao longo da rede de drenagem desde as cabeceiras é ilustrado na Figura 10.12 para a parte alta da bacia do rio Icamaquã, no sul do Brasil. Na região exibida, as distâncias calculadas alcançam até cerca de 30 km. No trecho indicado pela letra G, as distâncias são em torno de 24 km. A montante de G, há a confluência de dois braços de rios, mas cujas distâncias desde as cabeceiras são bem distintas. O braço de rio que passa por E tem cerca de 13 km desde a cabeceira, que é o ponto A. O braço de rio que passa por F tem três cabeceiras a montante, indicadas pelos pontos B, C e D, e está a 22 km da cabeceira mais longínqua (ponto B).

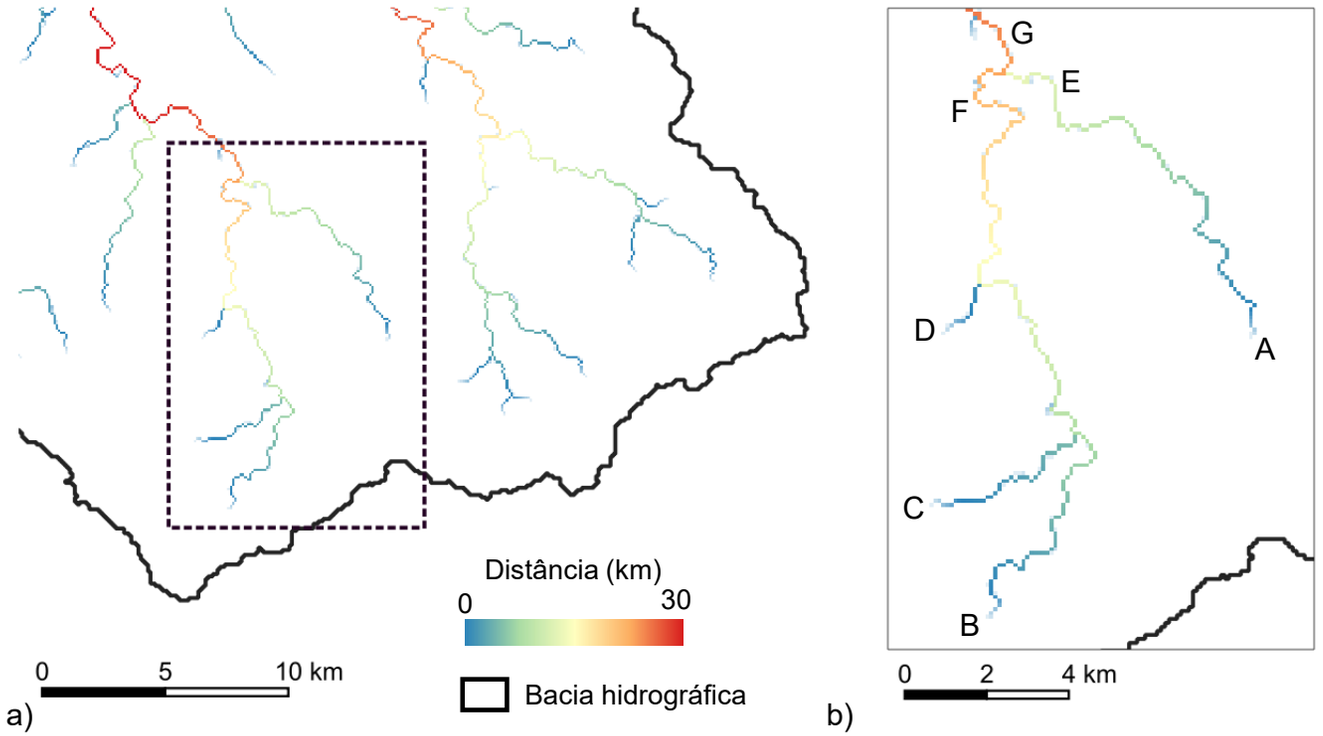


Figura 10.12 - a) Distâncias ao longo da rede de drenagem desde as cabeceiras, para a parte alta da bacia do rio Icamaquã (RS), obtidas do processamento do MDE do SRTM 90; b) Ampliação da área indicada pelo retângulo indicado em a).

10.6 Distâncias ao longo da rede de drenagem desde o exutório

Ao invés de medir distâncias relativas às cabeceiras como no subitem anterior, as distâncias ao longo da rede de drenagem podem ser contabilizadas em relação ao exutório. Nesse caso, deve-se partir do exutório e caminhar para montante ao longo da rede de drenagem. A regra padrão de cômputo de distâncias é empregada, acrescentando à distância percorrida o tamanho do pixel (dx) a cada passo ortogonal e acrescentando $\sqrt{2}\cdot dx$ a cada passo diagonal.

Por exemplo, o pixel D na Figura 10.13 está a 3 m de distância do exutório definido como sendo o pixel E, enquanto o pixel H está a uma distância de 6,4 m. Pixels que não integram a rede de drenagem não tem distância definida, como no caso dos pixels A, B e C no exemplo em questão.

Ao alcançar uma confluência ou junção na rede de drenagem, percorre-se um braço de rio subindo para montante até a cabeceira e, depois, retorna-se à junção e segue-se para montante ao longo do outro braço de rio. Repetindo-se esse procedimento para todos os pixels da rede de drenagem, tem-se um raster cujo atributo indica a distância ao longo da rede de drenagem em relação ao exutório.

Um exemplo real desse tipo de raster é mostrado na Figura 10.14 para a bacia do rio Icamaquã (RS). Percebe-se um padrão espacial de distâncias aumentando à medida que se caminha da foz ao longo dos diferentes cursos d'água em

direção às cabeceiras localizadas à sudeste. Pode-se identificar também pontos situados em cursos d'água distintos que são equidistantes em relação à foz. Por exemplo, pontos A, B e C estão a cerca de 60 km de distância da foz, enquanto pontos D, E, F e G estão em torno de 130 km da foz, pontos H, I e J em torno de 190 km e os pontos K, L e M já bem próximos às cabeceiras mais longínquas da foz (mais de 250 km distante do exutório da bacia, que é o ponto X).

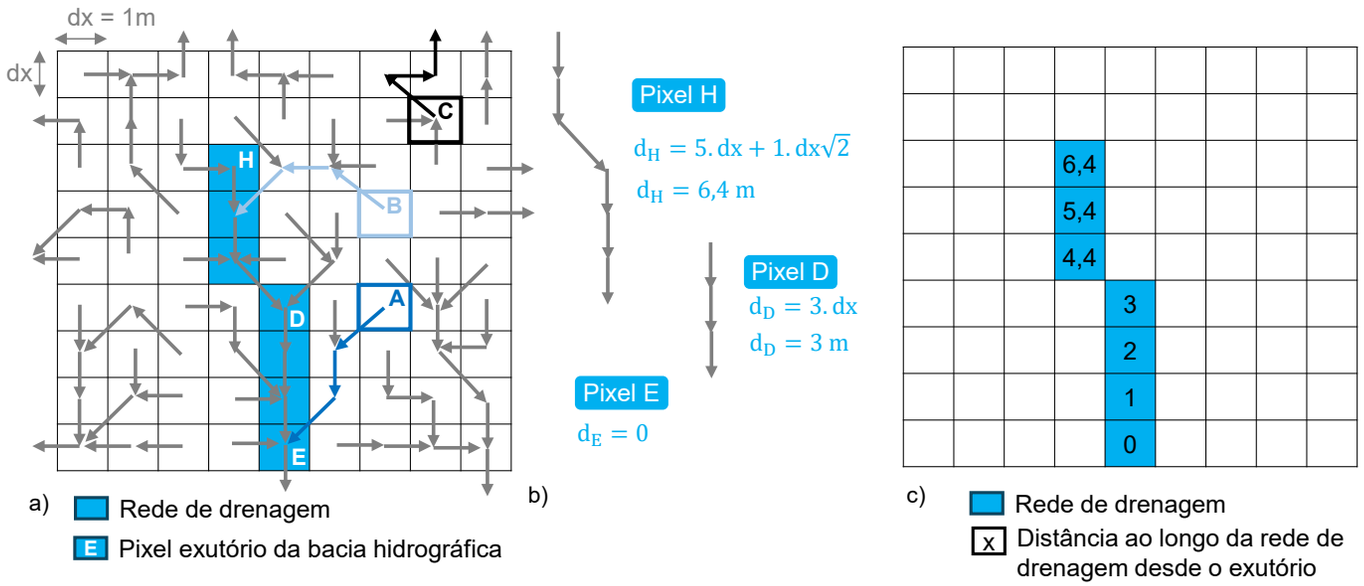


Figura 10.13 - a) Direções de fluxo representadas por setas e indicação da rede de drenagem e de alguns pixels tomados como exemplo; b) Cálculo das distâncias ao longo da rede de drenagem desde o exutório até os pixels H, D e E; c) Raster de distâncias ao longo da rede de drenagem desde o exutório.

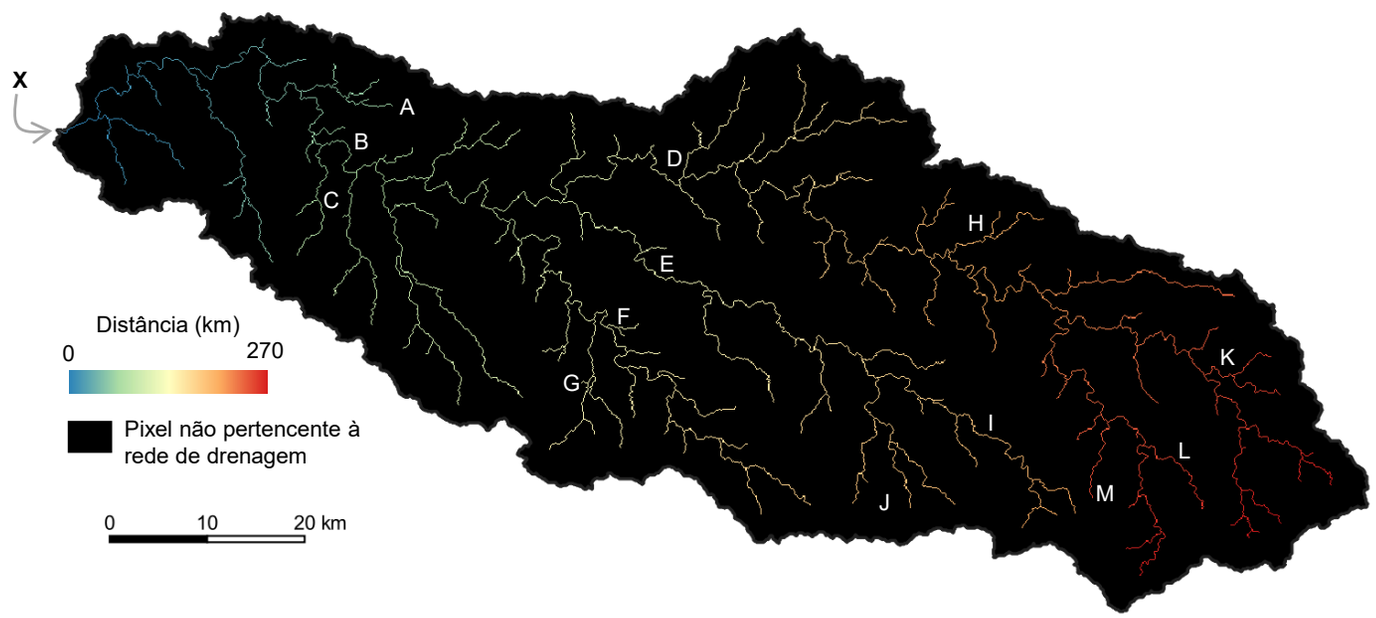


Figura 10.14 - Raster de distâncias ao longo da rede de drenagem em relação ao exutório da bacia (ponto X) para a bacia do rio Icamaquã (RS), obtido do processamento do MDE do SRTM 90.

Capítulo 11

Índices topográficos – parte 1: elevações relativas à vizinhança e rugosidade do terreno

Um dos produtos derivados de Modelos Digitais de Elevação é o chamado índice topográfico. Trata-se de uma forma de explorar e relacionar a informação de variação espacial da topografia para ajudar a explicar diferentes padrões e processos em áreas diversas como hidrologia, ecologia, geografia, energias renováveis, agronomia e climatologia (Amatulli et al., 2018; Florinsky, 2017). Alguns desses índices são obtidos direta e unicamente do MDE, enquanto outros índices podem requerer a obtenção de outros produtos a partir do MDE ou até informações auxiliares independentes do MDE.

A ideia geral dos índices topográficos é usufruir do papel chave da topografia sobre o meio ambiente e da enorme influência que a topografia tem como variável explicativa principal ou secundária sobre inúmeros processos em diversas áreas. Soma-se a isso a relativa facilidade de obter e processar dados topográficos, inclusive de automatizar o processamento e a geração de análises com o desenvolvimento de algoritmos computacionais. Enquanto isso, variáveis específicas relacionadas a esses processos ambientais tem limitada ou inexistente disponibilidade de observações. Há ainda a versatilidade dos dados topográficos poderem ser aplicados para uma variedade de escalas espaciais.

A maioria dos índices topográficos é considerada um atributo topográfico derivado do MDE do tipo composto, pois envolve a combinação de atributos primários, derivados diretamente do MDE, como elevação e declividade (Moore et al., 1991). Por isso, alguns desses índices descrevem ou caracterizam a variabilidade espacial de processos específicos que ocorrem na paisagem, como por exemplo a distribuição de umidade no solo e o potencial de erosão laminar, enquanto outros índices podem ser usados de forma auxiliar para investigar a ocorrência e distribuição espacial de processos geomorfológicos, hidrológicos e ecológicos muito complexos (Moore et al., 1991).

Na área de ecologia, por exemplo, características topográficas retratadas por índices podem servir para o estudo sobre a dificuldade de movimento de espécies no ambiente, a capacidade do habitat de prover abrigo de condições meteorológicas extremas, a capacidade de ajudar a escapar de predadores ou de fazer a predação, a variabilidade espacial da diversidade de espécies de plantas e animais, entre outros. A diversidade topográfica tem sido apontada, por exemplo,

como uma peça chave para a resiliência de áreas protegidas frente às mudanças climáticas (Lawrence et al., 2021).

Outra linha de aplicação de índices topográficos está relacionada à análise de exposição do ambiente ao vento. A exposição topográfica ao vento se refere ao grau de proteção ou abrigo que a topografia oferece a um determinado ponto do terreno. A compreensão e o mapeamento espacial desse fator contribuem para o estudo da distribuição espacial de neve, locação ótima de parques eólicos, processos ecológicos como distribuição espacial de espécies vegetais e a transição de mudas para árvores, padrões espaciais de poluição atmosférica e o impacto potencial do vento a plantações e árvores, por exemplo.

Há um conjunto extenso de índices topográficos apresentados na literatura, sendo alguns deles melhorias propostas a partir de índices anteriormente estabelecidos. Este capítulo e os dois capítulos seguintes apresentam índices topográficos agrupados em três grandes classes. Neste capítulo, são apresentados 10 índices topográficos relacionados a elevações relativas a vizinhança ou relacionados à rugosidade do terreno. Para cada índice, descreve-se a concepção, formulação e finalidade de aplicação, seguida de um exemplo de resultado de um caso real.

11.1 Índice de posição topográfica (TPI)

O índice topográfico chamado Topographic Position Index (TPI) é referido em português usualmente por Índice de Posição Topográfica. Esse índice é definido como a diferença entre a elevação do terreno em um ponto e a média das elevações de uma vizinhança pré-estabelecida ao redor desse ponto (Equação 11.1 e Equação 11.2), em função de um determinado raio de busca (Weiss, 2001; Figura 11.1). Esse índice equivale à diferença da elevação média (difference from mean elevation, em inglês, ou simplesmente DIFF), medida de posição topográfica relativa apresentada por Wilson e Gallant (2000). A unidade do TPI é a mesma unidade das elevações.

$$TPI_P = Z_P - \overline{Z_n} \qquad \text{(Eq. 11.1)}$$

$$\overline{Z_n} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^{n} Z_i \qquad \text{(Eq. 11.2)}$$

Onde TPI_p é o valor do índice de posição topográfica no ponto P, Z_p é a elevação em P, $\overline{Z_n}$ é a média das elevações dos pixels na vizinhança de P, n é a quantidade de pixels dessa vizinhança, Z_i é a elevação do pixel i dessa vizinhança.

O TPI é útil principalmente na distinção de características topográficas como áreas de topo de morro, fundo de vale, planícies, cristas etc. Essa caracterização topográfica foi usada, por exemplo, como variável auxiliar para a detecção automática dos pontos de início da rede de drenagem derivada de um MDE (Barbedo et al., 2022).

Por definição, a determinação do TPI só depende do próprio MDE. Escolhido o raio de busca, todos os pixels localizados nessa vizinhança são identificados e utilizados para calcular a média das elevações, para depois determinar a diferença em relação ao pixel central, sob análise.

Quanto maior o raio de busca, maior a quantidade de pixels que integram a vizinhança para o cálculo do TPI (Figura 11.1-a e Figura 11.1-b). O pertencimento ou não de um pixel à vizinhança definida pelo raio de busca pode ser decidido, por exemplo, pela verificação se o centroide do pixel está localizado ou não, respectivamente, dentro do círculo estabelecido pelo raio (Figura 11.1-c).

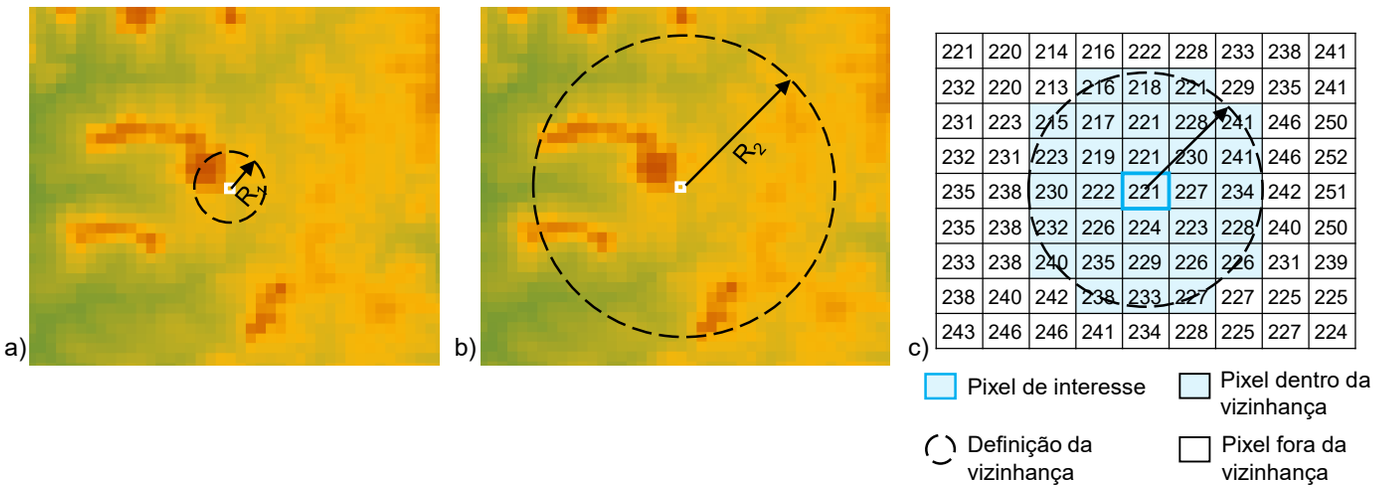


Figura 11.1 - a), b) Exemplos de definição de vizinhança em função de raios R_1 e R_2, respectivamente, para a determinação do TPI do pixel do MDE destacado em branco; c) MDE com elevações em metros e identificação dos pixels localizados dentro e fora da vizinhança para determinação do TPI de um pixel de interesse.

O procedimento padrão é o uso da média aritmética para obter a elevação média da vizinhança, mas há softwares que possibilitam a adaptação do cálculo do TPI por uma média ponderada das elevações da vizinhança. A ideia nesse caso é usar pesos para distinguir entre pontos mais próximos e mais distantes do ponto central, com maiores pesos conforme maior a proximidade ao ponto central. São usados métodos de ponderação como o inverso da distância elevada a uma potência, função exponencial ou uma aproximação gaussiana, entre outros.

Na operação com MDE em formato raster, ao invés de definir um raio, a vizinhança pode ser definida sob a forma de uma janela matricial quadrada, isto é, de mesma quantidade de linhas e colunas no entorno do pixel central sob análise. Por exemplo, pode-se considerar como vizinhança janelas móveis de 3 linhas por 3 colunas (3x3), 5x5, 7x7 ou ainda maiores dimensões, sempre mantendo um número ímpar de linhas e colunas. Essa janela percorre toda a imagem, ficando centrada em cada pixel que é analisado de cada vez. Por essa característica, o cálculo do TPI é considerado uma operação similar à filtragem espacial.

O cálculo do TPI para uma área hipotética, dado o MDE e considerando como vizinhança uma janela 3x3, é ilustrado na Figura 11.2. Por exemplo, para o pixel P (cuja elevação é 215 m), a elevação média dos 9 pixels que compõem a vizinhança de P é 218,6 m, considerando a abordagem padrão da média aritmética. Como esse valor é superior à elevação de P, esse pixel fica com TPI negativo de valor -3,6 m.

Um TPI negativo não implica que todos os pixels da vizinhança têm valor superior ao pixel em análise e, sim, que esse pixel tem elevação inferior à média da vizinhança. No exemplo em questão, há um pixel na vizinhança do pixel P com elevação inferior a ele. Já o pixel Q tem TPI positivo, de 2,3 m. Isso indica se tratar de uma área elevada relativa à vizinhança, mas que não necessariamente todos os vizinhos são inferiores a ele. No cálculo do exemplo em questão foi adotada a simplificação de que pixels situados na borda da imagem tiveram o TPI determinado considerando apenas os pixels vizinhos existentes dentro da janela 3x3.

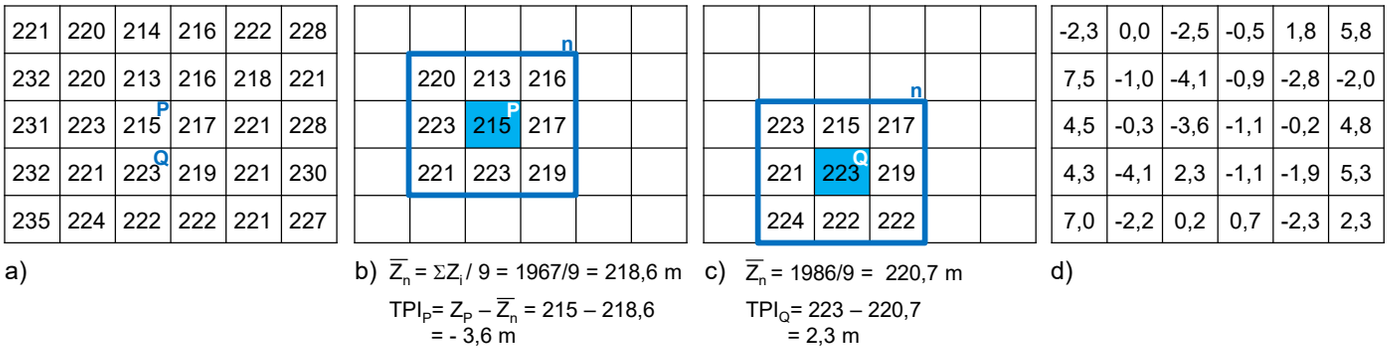


Figura 11.2 - a) MDE com elevação em metros; b) Indicação de cálculo do índice de posição topográfica (TPI) para o pixel P considerando vizinhança (n) de tamanho 3 x 3; c) Idem para o pixel Q; d) Raster de TPI (metros).

Em alguns softwares, há um comando específico para determinar o TPI, tendo o MDE como dado de entrada. Porém, é possível determinar esse índice via a combinação de operações usualmente encontradas na maioria dos softwares de SIG. São necessárias duas etapas, em geral:

i) Aplica-se uma filtragem espacial da média sobre o MDE, com a definição do tamanho da janela de vizinhança desejada (vide Capítulo 3). O resultado desta operação é um raster de elevações em que cada pixel tem como atributo a média das elevações da vizinhança definida.

ii) Faz-se a subtração entre o raster do MDE e o raster da média das elevações, obtido no passo anterior. O resultado dessa subtração é um raster cujo atributo em cada pixel é o índice TPI.

Em geral, valores negativos de TPI podem ser associados a vales, enquanto valores positivos de TPI podem indicar topos ou cristas, como no caso dos pontos P_5 e P_8, respectivamente, no exemplo da Figura 11.3. A intensidade do valor positivo pode ser usada para distinguir cristas mais proeminentes na paisagem (ponto P_8) em relação a topos de morros mais suaves (ponto P_5).

Um TPI positivo também pode ser obtido para áreas de borda de morro (ponto P_1, por exemplo), indicando haver uma transição topográfica acentuada com predomínio de áreas vizinhas mais baixas, porém também havendo áreas vizinhas mais altas. A situação inversa, em que há predomínio de áreas vizinhas com maior elevação do que o ponto central, havendo também áreas de menor elevação, é típica de regiões de base de morro (ponto P_6).

Valores nulos ou muito pequenos do TPI podem indicar áreas planas, de pouca variação topográfica em relação à vizinhança (ponto P_3), mas também podem corresponder a áreas de declividade aproximadamente constante, sejam declividades íngremes ou não (pontos P_7 e P_2).

Pela influência da declividade na interpretação dos resultados do TPI, a combinação da análise do raster de declividade com a análise do TPI é recomendada para fazer esse tipo de distinção das feições geomorfológicas (Weiss, 2001).

A caracterização do relevo a partir do TPI pode ser realizada também considerando limiares de quantidade de desvio padrão em relação à elevação do ponto em análise, ao invés de considerar limiares dos valores absolutos do índice. Dessa forma, a análise incorpora a variabilidade das elevações da vizinhança (Weiss, 2001), fazendo com que pontos com mesmo valor de TPI possam ser classificados de forma distinta em diferentes áreas, em função da variabilidade das elevações da vizinhança de cada ponto. Para uma discussão mais aprofundada nesse aspecto, o leitor é convidado a ler o trabalho de Weiss (2001).

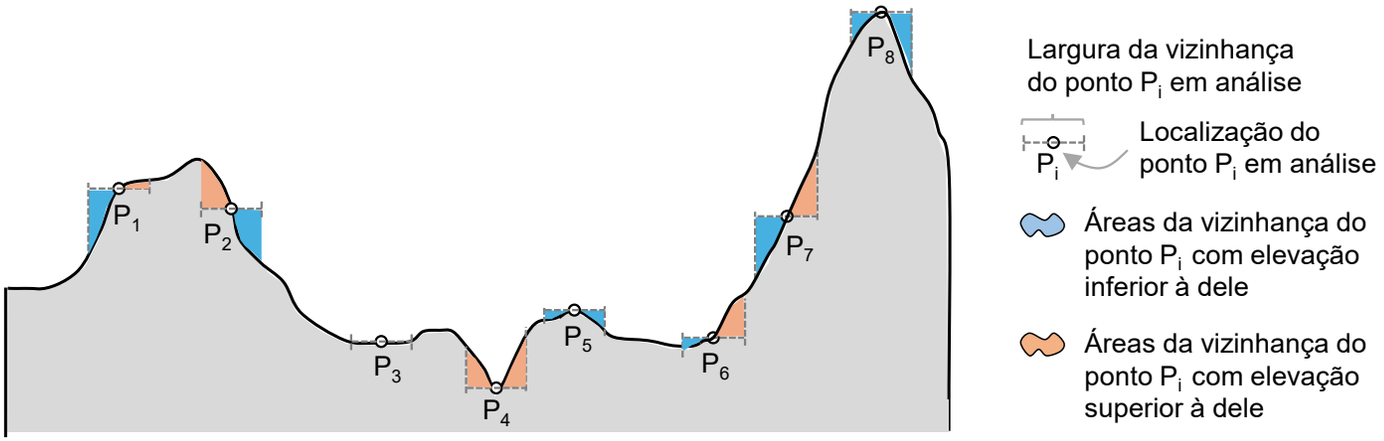


Figura 11.3 - Perfil topográfico com indicação de 8 pontos (P_1 a P_8) com atribuição de mesma largura da janela de vizinhança e distinção das áreas vizinhas de elevação superior e inferior ao ponto central, em diferentes situações: topo de morro ou cume (P_8 e P_5); áreas planas (P_3); áreas de declividade constante (P_2 e P_7); base de morro (P_6); fundo de vale (P_4); borda de morro (P_1).

O tamanho da vizinhança considerada para o cálculo do TPI tem enorme influência sobre o valor resultante do índice e, consequentemente, sobre a caracterização topográfica estimada a partir dele (Salinas-Melgoza et al., 2018). O aumento do raio de busca provoca maior quantidade de pixels integrantes da vizinhança, como no caso de R_2 em relação a R_1 na Figura 11.1, e varre maiores distâncias. Com isso, há a tendência de ocorrer maior variação topográfica dentro da vizinhança relativamente ao ponto central. No sentido inverso, vizinhanças muito pequenas tendem a resultar em menores valores de TPI, por haver maior chance de proximidade entre as elevações dos pixels vizinhos com o pixel central.

Por exemplo, para o relevo hipotético esquematizado na Figura 11.4-a, a vizinhança definida por n_1 ao redor do ponto P resulta em TPI aproximadamente zero para esse ponto. Com o aumento do tamanho da vizinhança, com valores como n_2 (Figura 11.4-b) e n_3 (Figura 11.4-c), o valor de TPI em P se torna positivo e aumenta de valor, já que, para tais vizinhanças, a média das elevações é inferior à elevação em P (Z_p). Contudo, pela forma de variação topográfica na região, ao considerar uma vizinhança ainda mais ampla no entorno de P, como do tamanho n_4 (Figura 11.4-d), há predomínio de pontos de elevação superior a Z_p em detrimento a pontos de elevação inferior. Nesse caso, a elevação média da vizinhança é superior à elevação em P e, logo, o TPI se torna negativo em P.

De forma análoga e no sentido inverso, tem-se o sinal de TPI para o ponto Q passando de quase nulo para negativo e depois para positivo, com o aumento da vizinhança (Figura 11.4-e a Figura 11.4-h). Pode haver uma determinada largura de janela entre n_3 e n_4 que proporcione TPI aproximadamente nulo para Q, como efeito de compensação equilibrada de pontos de elevação maior e menor que ele. Se isso ocorre, do ponto de vista da análise de TPI com esse tamanho de janela, a região no entorno de Q seria plana. O mesmo pode ocorrer para uma janela intermediária entre n_3 e n_4, para o pixel P (Figura 11.4-c e Figura 11.4-d).

De forma mais geral, pode-se afirmar que o tamanho da vizinhança adotado no cálculo do TPI determina a escala com que a paisagem é caracterizada quanto ao relevo. Uma vizinhança maior indica que a análise do TPI visa caracterizar as feições principais do relevo, considerando uma visão geral da paisagem. Uma vizinhança menor indica que a análise enfoca as variações mais localizadas do relevo.

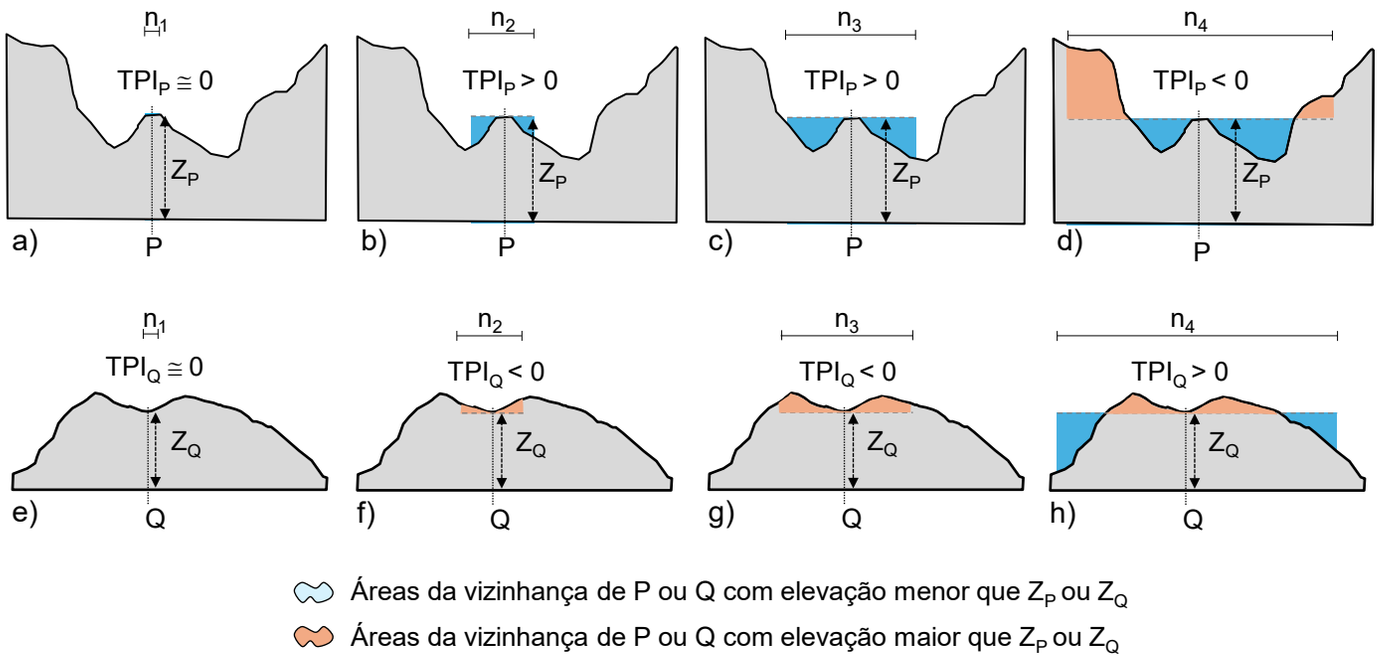


Figura 11.4 - a), b), c), d) Área hipotética com indicação da determinação do valor de TPI para o ponto P, cuja elevação é Z_P, em função de diferentes tamanhos de vizinhança: n_1, n_2, n_3 e n_4, respectivamente; e),f),g),h) Outra área hipotética com indicação da determinação do TPI para o ponto Q (elevação Z_Q) para vizinhanças de tamanho n_1, n_2, n_3 e n_4, respectivamente.

A definição e a influência do tamanho da vizinhança variam conforme as características da área de estudo e do propósito da aplicação do índice, não havendo uma indicação de valores absolutos. Zwolinski e Stefanska (2015) indicam que quanto maior a heterogeneidade do relevo de uma região menor deve ser a vizinhança para o cálculo do TPI.

Uma recomendação interessante é a combinação de resultados do TPI aplicado em duas escalas distintas (uma maior e outra menor), facilitando a identificação de classes de relevo (Weiss, 2001). A relação entre essas escalas também tem influência sobre os resultados.

Além disso, é também utilizada na literatura a abordagem de padronizar os valores de TPI, isto é, transformar os valores obtidos para um novo raster com média zero e variância igual a um. Isso equivale a tomar o raster de TPI, subtrair o valor de cada pixel pela média desse raster e, em seguida, dividir pelo desvio padrão desse raster.

Visitas de campo e conhecimento da área ajudam a, por tentativa e erro, encontrar uma melhor configuração para o cálculo do TPI e potencializam a compreensão dos valores obtidos desse índice e da consequente caracterização do relevo.

Um exemplo de determinação do índice TPI em um caso real é ilustrado na Figura 11.5, para uma área no município de Franca, situado no nordeste do estado de São Paulo, a partir do MDE do SRTM 30. Ilustra-se como o TPI determinado em uma menor escala identifica as variações topográficas localizadas e tem maior heterogeneidade espacial, com maior alternância entre valores positivos e negativos de TPI. Por outro lado, o TPI calculado para a escala maior apresenta maior continuidade espacial de TPI positivo ou negativo e caracteriza as feições principais do relevo.

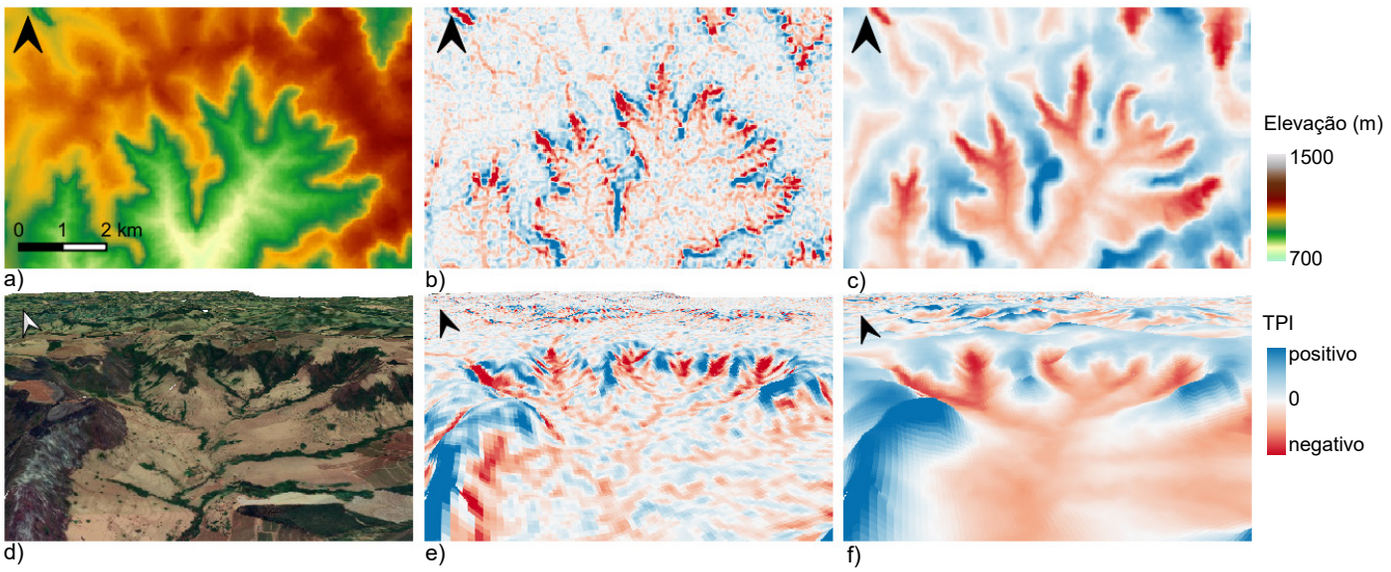


Figura 11.5 - a) MDE do SRTM 30 para uma área no município de Franca (SP); b) TPI calculado com análise de vizinhança local (0 a 100 m); c) TPI calculado com análise de vizinhança estendida (250 a 1000 m); d),e),f) Visão 3D gerada a partir do MDE com superposição de imagem de satélite do Google Earth, do TPI na análise local e do TPI na análise estendida, respectivamente.

Uma forma de aplicação do índice TPI voltado a bacias hidrográficas é a extração e análise dos valores desse índice para uma faixa marginal aos cursos d'água (um buffer), como sugerido por Weiss (2001). Considerando a divisão da bacia em sub-bacias, obtém-se em seguida o valor médio de TPI na faixa marginal aos rios em cada sub-bacia. A interpretação dos resultados é a seguinte: sub-bacias com maiores valores negativos de média tem maior proporção de cursos d'água em vales relativamente mais profundos e estreitos. Novamente, o tamanho da vizinhança considerado na obtenção do TPI define a escala de análise. Para uma vizinhança menor, a análise reflete quão encaixado é o curso d'água e quão estreito é o vale. Para uma vizinhança maior, a análise reflete a morfologia mais ampla do vale. Por exemplo, Weiss (2001) usou vizinhanças de 300 m e 2000 m para esse tipo de análise.

Outros índices topográficos foram propostos na literatura e são semelhantes ao índice TPI, no sentido de avaliar a elevação de um ponto em função da comparação com a elevação da vizinhança ou elevações de outra referência na imagem. Esse conjunto de índices pode ser referido como métricas que avaliam a posição topográfica local (local topographic position metrics; Newman et al., 2018). De forma geral, pode-se subdividir esses índices em dois grupos, quanto a representar valores absolutos ou relativos.

O TPI é classificado dentro da categoria dos índices que trabalham com valores absolutos, sendo a mais usada de todas as métricas de avaliação da posição topográfica local. Como já visto, o TPI quantifica a diferença de elevação de um ponto em relação à média das elevações da vizinhança. Uma variante do TPI nessa mesma categoria é o índice de posição topográfica referido à mediana. Nesse caso, substitui-se o uso da média das elevações da vizinhança pela mediana, como é descrito no item seguinte deste capítulo.

O descritor do terreno HAND (vide item 12.7 do Capítulo 12) pode ser classificado também como uma variante de índice que avalia a posição topográfica local. Porém, nesse caso, a referência não é algum atributo de elevação da vizinhança geometricamente definida ao redor do pixel e, sim, a elevação do pixel da rede de drenagem ao qual o pixel em análise se conecta.

A categoria de métricas relativas de avaliação topográfica local reúne índices que avaliam a elevação de cada pixel do MDE em relação à distribuição de elevações dos pixels de uma vizinhança geometricamente definida ou segundo outro critério de referência. Nesse conjunto de índices, tem-se: percentil de elevação, desvio relativo à elevação média, percentual da amplitude de elevação e posição topográfica relativa, que são descritos nos itens seguintes.

11.2 Índice de posição topográfica referido à mediana (TPI^{med})

Uma variante do índice TPI é a quantificação da diferença de elevação de um ponto em relação à mediana das elevações da vizinhança (TPI^{med}; Equação 11.3), configurando um TPI que toma como referência a mediana e não a média das elevações. O propósito de aplicação do índice TPI^{med} é o mesmo do TPI.

Uma vantagem dessa abordagem relativamente ao TPI original é que a mediana é uma estatística menos sensível do que a média a valores extremos, que podem ser irregularidades ou anomalias presentes no MDE, como decorrente de ruídos. A ocorrência de valores extremos de elevação que sejam irreais tende a perturbar muito mais a média do que a mediana, impactando o valor do TPI e levando a interpretações equivocadas. Assim como o TPI, a unidade do TPI^{med} é a mesma unidade das elevações.

$$TPI_P^{med} = Z_P - Z_n^{med} \qquad \text{(Eq. 11.3)}$$

Onde TPI_P^{med} é o valor do índice de posição topográfica referido à mediana no ponto P, Z_p é a elevação em P e Z_n^{med} é a mediana das elevações na vizinhança de P.

O cálculo do TPI^{med} é exemplificado para um recorte de MDE ilustrado na Figura 11.6. Para o ponto P, a mediana das elevações da vizinhança 3 x 3 tem valor 219 m, fazendo com que TPI^{med} seja negativo com valor -4 m. Já o ponto Q tem vizinhança com mediana de 222 m de elevação, resultando em TPI^{med} de 1 m.

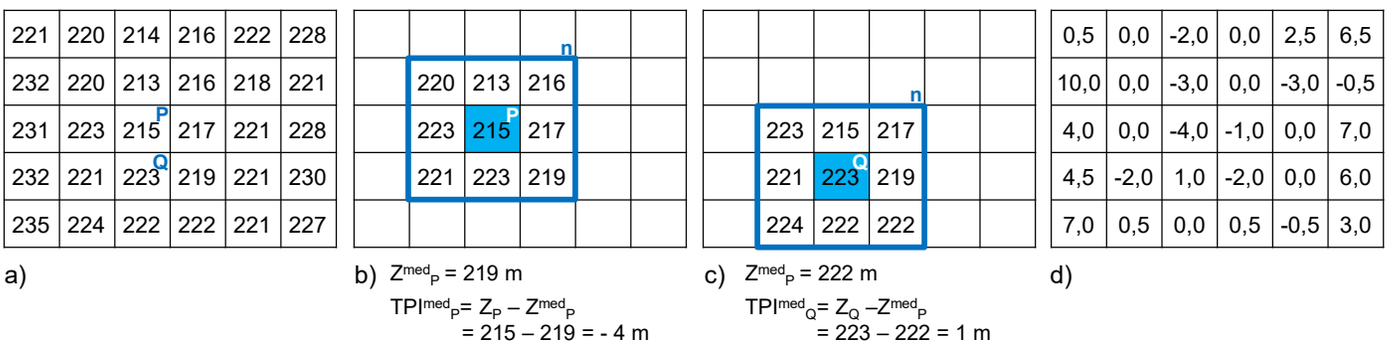


Figura 11.6 - a) MDE com elevação em metros; b) Indicação de cálculo do índice de posição topográfica referido à mediana (TPI^{med}) para o pixel P considerando vizinhança (n) de tamanho 3 x 3; c) Idem para o pixel Q; d) Raster de TPI^{med} (metros).

Operacionalmente, as mesmas duas etapas indicadas para determinação do índice TPI são necessárias para obter o índice TPI^{med} em um software de geoprocessamento ou SIG:

i) Aplicação de filtro espacial ao MDE

ii) Operação de subtração entre o MDE e o resultado da filtragem.

A diferença na determinação do TPI^{med} em relação ao TPI é o tipo de filtragem espacial, que passa a ser a mediana nesse caso do TPI^{med}.

Como exemplo de resultados de um caso real, tem-se na Figura 11.7 o TPI^{med} obtido a partir do MDE do SRTM 30 com uma janela de vizinhança de 7x7, para uma região entre os municípios de Franca e Patrocínio Paulista, no nordeste de São Paulo. O TPI padrão, obtido com a média aritmética e mesmo tamanho de janela, é também mostrado para efeito de comparação. O padrão espacial do TPI^{med} é muito semelhante ao TPI. Percebe-se com maior destaque a maior concentração de valores negativos de maior intensidade predominantes nas áreas de fundo de vale, por onde correm os cursos d'água.

Entre os resultados do TPI e do TPI^{med} desse exemplo, uma diferença sistemática é a maior aglomeração de pixels de mesmo sinal e valores próximos, sejam negativos ou positivos, no TPI. Como resultado, tem-se manchas relativamente uniformes com maiores dimensões no raster de TPI do que no de TPI^{med}. Trata-se de um efeito decorrente do operador média aritmética, que é mais influenciado por valores extremos do que a mediana.

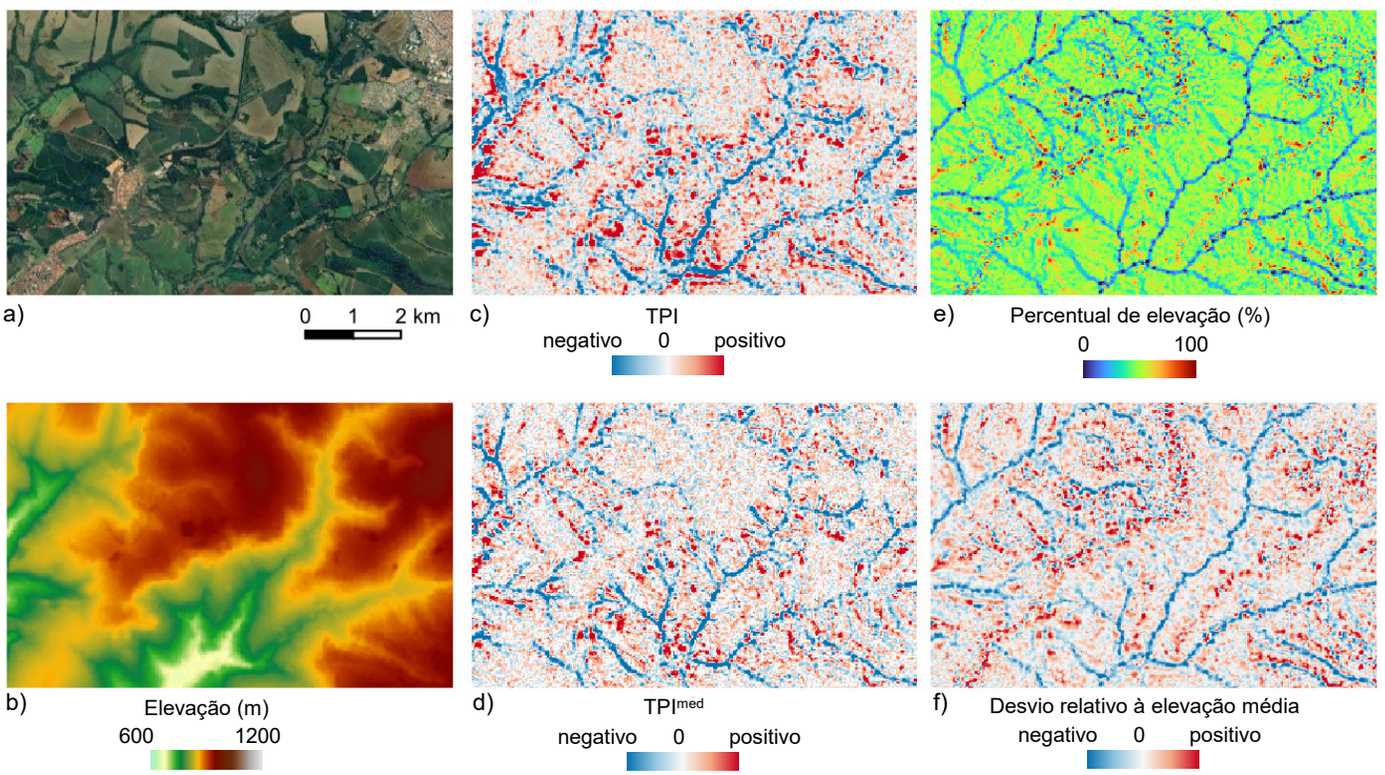


Figura 11.7 - a) Imagem de satélite do Google Earth de uma área dos municípios de Patrocínio Paulista e Franca (SP); b) MDE do SRTM 30; c), d), e), f) Índices topográficos TPI, TPI^{med}, percentual de elevação e desvio relativo à elevação média, respectivamente, calculados para vizinhança do tipo janela 7x7.

11.3 Percentil de elevação (EP)

Uma das métricas de posição topográfica local relativa é o percentil de elevação (EP, da expressão em inglês elevation percentile). Na literatura se encontram duas definições para esse mesmo índice topográfico. Ele pode ser definido como o percentual de pontos da vizinhança que tem elevação inferior ou superior à elevação do ponto em questão.

A consideração de pontos com elevação inferior é adotada por Wilson e Gallant (2000) e alguns autores, como Walker et al. (2020) e Gallant e Dowling (2003). Outros autores trabalham com esse índice EP referido ao percentual de pontos da vizinhança com elevação superior à elevação do ponto em análise, como Newman et al. (2018) e como adotado no software WhiteBox GAT (Lindsay, 2016c).

Neste livro, adota-se a versão do índice EP definido em função do percentual de pontos da vizinhança com elevação inferior à elevação do ponto em análise. A definição da vizinhança de um pixel P pode ser em função de um raio de busca ou a partir da janela matricial (quantidade de linhas e colunas) ao redor de P. Faz-se a contagem de pixels da vizinhança que tem elevação inferior à elevação de P e obtém-se o valor de EP pela divisão do resultado dessa contagem pela quantidade total de pixels que integram a vizinhança, depois multiplicando por 100 para obter valores percentuais (Equação 11.4).

$$EP_P = \frac{contagem_{i \in n}(Z_i < Z_P)}{n} \cdot 100 \qquad \text{(Eq. 11.4)}$$

Onde EP_p é o índice percentil de elevação no ponto P, Z_p é a elevação em P, Z_i é a elevação no pixel i da vizinhança de P, n é a quantidade de pixels da vizinhança de P.

O valor de EP pode assumir valores entre 0, quando o pixel em análise é o de menor elevação de todo o conjunto de pixels da vizinhança, e 100%, quando esse pixel é o de maior elevação dentre todos. Um valor de EP igual a 30%, por exemplo, indica que o pixel analisado tem elevação superior a 30% dos pixels da vizinhança.

O índice EP tem aplicações, por exemplo, para avaliar a distribuição espacial de espécies de plantas e auxiliar em investigações arqueológicas (Wilson e Gallant, 2000; Llobera, 2001), entre outras.

Um exemplo de cálculo de EP é mostrado para um recorte de MDE da Figura 11.8, considerando uma vizinhança definida por uma janela 3x3. Para o pixel P, cuja elevação é 215 m, há apenas um pixel da vizinhança (8 pixels) com elevação inferior a ele. O EP do pixel P é de 12,5%. Para o pixel Q, há 7 dos 8 vizinhos com elevação inferior, o que resulta em EP de valor 87,5% nesse caso. No exemplo da figura em questão, o valor de EP para os pixels de borda foi calculado considerando a quantidade de vizinhos válidos em cada caso.

Pela sua formulação, o índice EP é considerado uma métrica robusta de avaliar a posição topográfica local, com a desvantagem de requerer maior tempo computacional de processamento relativamente a outros índices, em função do processo de contagem (Newman et al., 2018).

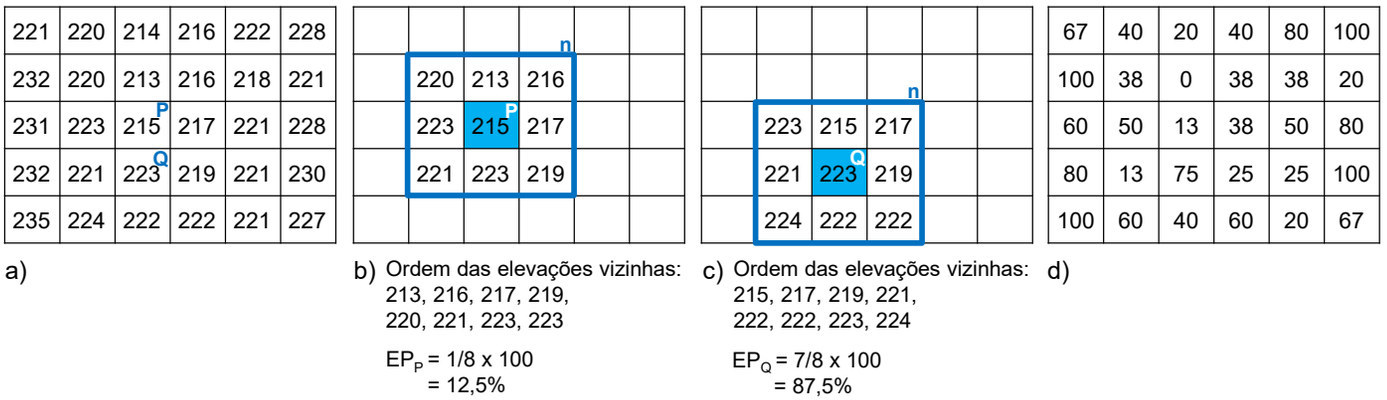


Figura 11.8 - a) MDE com elevação em metros; b) Cálculo da métrica percentual de elevação (EP) para o pixel P, considerando vizinhança (n) de tamanho 3 x 3; c) Idem para o pixel Q; d) Raster de EP (%).

A determinação do EP requer apenas o MDE como entrada. Alguns softwares como o WhiteBox GAT apresentam ferramenta específica para essa finalidade. Alternativamente, é possível calcular o índice EP envolvendo as seguintes operações:

i) Contagem de pixels da vizinhança com elevação inferior ao pixel central sob análise (nviz). Alguns softwares podem não disponibilizar uma operação direta para efetuar essa contagem, o que pode ser contornado com o desenvolvimento de um algoritmo específico. Ao final desta etapa, tem-se um raster cujo atributo é a quantidade de pixels da vizinhança com elevação inferior ao pixel central.

ii) A segunda operação é a divisão do raster obtido na etapa anterior por nviz e a multiplicação por 100. Essa operação se resumiria, a princípio, a uma operação matemática entre um raster e dois escalares (nviz e 100), o que é disponível em praticamente qualquer software de SIG. A questão adicional é relacionada ao tratamento de pixels na borda do MDE ou próximos a ela, situação em que não há a quantidade padrão de vizinhos válidos – ou seja, o valor de nviz nesse caso difere dos demais pixels não influenciados pela proximidade à borda. O tratamento dessa situação pode ser por três caminhos. O primeiro seria impor a restrição de calcular o índice EP apenas para os pixels do MDE que tem exatamente a quantidade de nviz vizinhos válidos, tornando indefinido o cálculo para os demais pixels. Outro caminho seria ajustar o valor de nviz para a quantidade exata de vizinhos encontrados em cada caso. Nessas duas alternativas, é requerido o uso de operadores condicionais para fazer a operação com o raster, usufruindo de ferramentas disponíveis nos softwares ou via desenvolvimento de rotina computacional específica. Por outro lado, um terceiro caminho seria o usuário manter a operação padrão para a imagem inteira, usando o valor constante de nviz para todos os pixels do MDE, inclusive os de borda. Mas, reconhecendo que os pixels próximos à borda têm valor do índice incoerente (já que não existem de fato nviz vizinhos a eles), para as demais análises seriam considerados apenas os resultados de EP para os pixels não influenciados pela borda. Isso poderia ser feito impondo como recorte do MDE para o cálculo do índice EP uma abrangência espacial com folga em relação à área de interesse. A área descartada pela proximidade à borda da imagem estaria fora da área de interesse.

Um exemplo da determinação do índice topográfico percentual de elevação a partir do MDE do SRTM 30 e com janela de vizinhança de 7x7 é mostrado na Figura 11.7-e, para uma região no nordeste do estado de São Paulo. O padrão espacial do índice mostra valores mais reduzidos, em geral inferiores a 30% e até alcançando valores nulos, nas áreas nos fundos de vale, por onde correm os cursos d'água. Nas áreas de cumes e divisores de água o padrão é de valores acima de 60% e se aproximando a 100%.

11.4 Desvio relativo à elevação média (DEV)

O índice desvio relativo à elevação média (DEV) é parecido ao TPI, por quantificar o desvio da elevação do pixel em relação à elevação média da vizinhança, com a diferença de que o DEV normaliza essa diferença pelo desvio padrão da distribuição de elevações da vizinhança (Equação 11.5). O DEV é, portanto, um índice topográfico adimensional.

$$DEV_P = \frac{Z_P - \overline{Z_n}}{\sigma_n} \qquad \text{(Eq. 11.5)}$$

Onde DEV_p é o índice desvio relativo à elevação média no ponto P, Z_p é a elevação em P, $\overline{Z_n}$ e σ_n são a elevação média e o desvio padrão das elevações, respectivamente, na vizinhança de P.

Analogamente ao TPI, o índice DEV assume valores negativos quando o pixel em análise tem elevação inferior à elevação média da vizinhança e apresenta valores positivos quando a elevação desse pixel é superior à elevação média da vizinhança. Em outras palavras, tem-se que valores negativos e positivos de DEV correspondem a valores negativos e positivos de TPI, respectivamente, já que é a diferença de elevação do pixel em relação à média da vizinhança que determina o sinal. Entretanto, como o desvio padrão no denominador da formulação do DEV é um valor específico para cada vizinhança, esse índice não é meramente uma mudança de escala do TPI. As diferenças relativas entre os valores de DEV ao longo da imagem não seguem proporcionalmente as diferenças encontradas para o TPI, mantida a mesma definição de janela em ambos os índices.

A magnitude do valor de DEV indica o distanciamento relativo à distribuição de elevações da vizinhança (Newman et al., 2018). Essa característica implica que a variabilidade topográfica é melhor incorporada no DEV do que no TPI, tornando o DEV uma métrica mais adequada para caracterizar variações suaves na topografia (De Reu et al., 2013). Por outro lado, uma desvantagem do DEV é assumir implicitamente que os dados de elevação do conjunto de pontos da vizinhança seguem uma distribuição normal (Newman et al., 2018), o que não necessariamente ocorre.

O valor de DEV é adimensional e assume valores principalmente no intervalo de -1 a 1 (Wilson e Gallant, 2000), tendendo a se limitar a valores no intervalo entre -3 e 3 (Lindsay et al., 2015). Alguns desses valores que se distanciam mais do intervalo -1 a 1 podem indicar anomalias no MDE, ou seja, elevações pontuais fora do intervalo esperado para a região (Wilson e Gallant, 2000).

Como exemplo de cálculo do DEV, o pixel P na Figura 11.9 tem vizinhança com elevação média de 218,6 m e desvio padrão de 3,34 m, considerando a vizinhança definida por uma janela 3x3. Como resultado, o valor de DEV em P é de -1,1. Similarmente, o valor de DEV para o pixel Q é de 0,8. O exemplo dessa figura é o mesmo retratado como exemplo para o cálculo do TPI na Figura 11.2. O sinal dos valores do raster de DEV e TPI entre esses exemplos permanece igual, como esperado, mas a proporcionalidade e relatividade entre os valores internos a cada um desses rasters são diferentes.

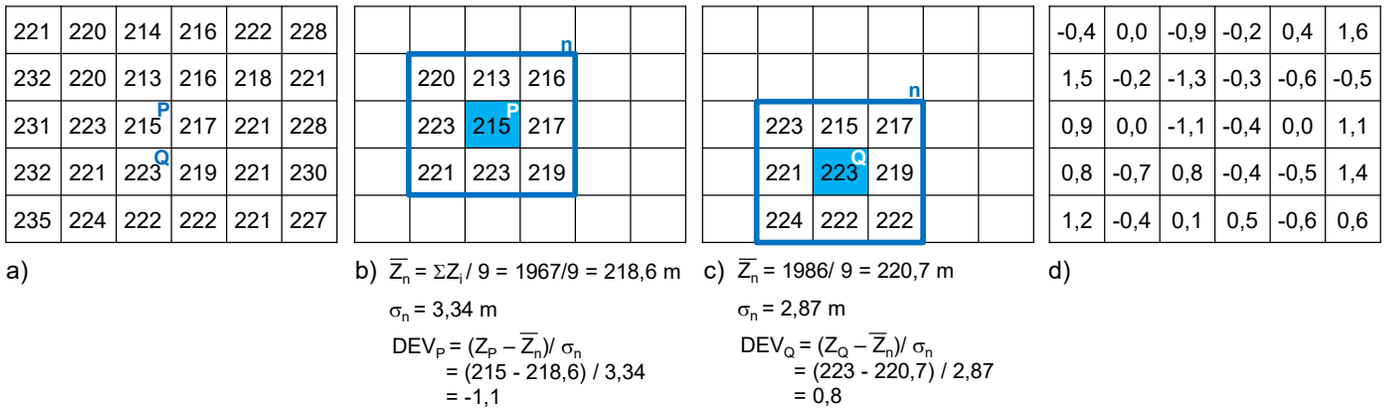


Figura 11.9 - a) MDE com elevação em metros; b) Indicação de cálculo do DEV para o pixel P considerando vizinhança (n) de tamanho 3 x 3; c) Idem para o pixel Q; d) Raster do índice DEV (valores adimensionais).

Assim como outros índices topográficos, a determinação do DEV requer apenas o MDE como dado de entrada e envolve as seguintes etapas principais:

i) Aplicação de filtro espacial da média ao MDE, resultando em um raster cujo atributo é a elevação média da vizinhança definida ao redor de cada pixel.

ii) Aplicação de filtro espacial determinado pelo desvio padrão do MDE, resultando em um raster cujo atributo é o desvio padrão das elevações da vizinhança centrada no pixel.

iii) Operação matemática entre rasters para obter o índice DEV em cada pixel segundo a Equação 11.5: subtração do MDE pelo resultado do filtro da média e, depois, divisão pelo resultado do filtro do desvio padrão.

Um exemplo de cálculo do DEV para um caso real é mostrado na Figura 11.7-f, juntamente com outros índices topográficos. O padrão espacial obtido segue aquele identificado para os índices TPI, TPI^{med} e percentual de elevação: valores negativos mais intensos ao longo dos cursos d'água e fundos de vale, e valores positivos de maior intensidade em topos de morros. Embora exista um padrão espacial similar de ocorrência de valores positivos e negativos entre TPI e DEV, é evidente o efeito do escalonamento dos valores de DEV em função do desvio padrão variável para cada vizinhança. Além disso, percebe-se um pouco mais de continuidade das manchas de valores negativos de grande intensidade no raster do DEV do que no de TPI e TPI^{med}.

O tamanho da janela adotado para o cálculo do DEV repercute no tipo de resultado obtido: janelas menores resultam em maior variabilidade de resultados e detecção de características mais locais, enquanto janelas maiores resultam maior uniformidade espacial de resultados e enfoque em características de maior escala. Essa análise pode ser ilustrada com o exemplo trabalhado no item seguinte deste capítulo.

11.5 Máximo desvio relativo à elevação média (DEVmax)

O conceito do índice DEV, desvio relativo à elevação média, foi expandido por Lindsay et al. (2015) na concepção de outro índice topográfico, denominado máximo desvio relativo à elevação média (DEVmax, ou maximum elevation deviation). O índice DEVmax é o valor máximo de DEV em cada pixel calculado para diferentes escalas.

Considerando uma determinada faixa de escalas, para cada tamanho de vizinhança obtém-se o DEV correspondente (Figura 11.10). Todos os rasters de DEV são analisados conjuntamente para definir, pixel por pixel, qual é o máximo valor dentre os vários DEV e formar o índice DEVmax.

No exemplo da Figura 11.10, para o pixel P existem n valores de DEV, um para cada tamanho de janela que define a vizinhança em múltiplas escalas. O maior desses valores, em termos absolutos, é identificado e representa o DEVmax desse pixel, mantendo o sinal positivo ou negativo correspondente a esse máximo absoluto.

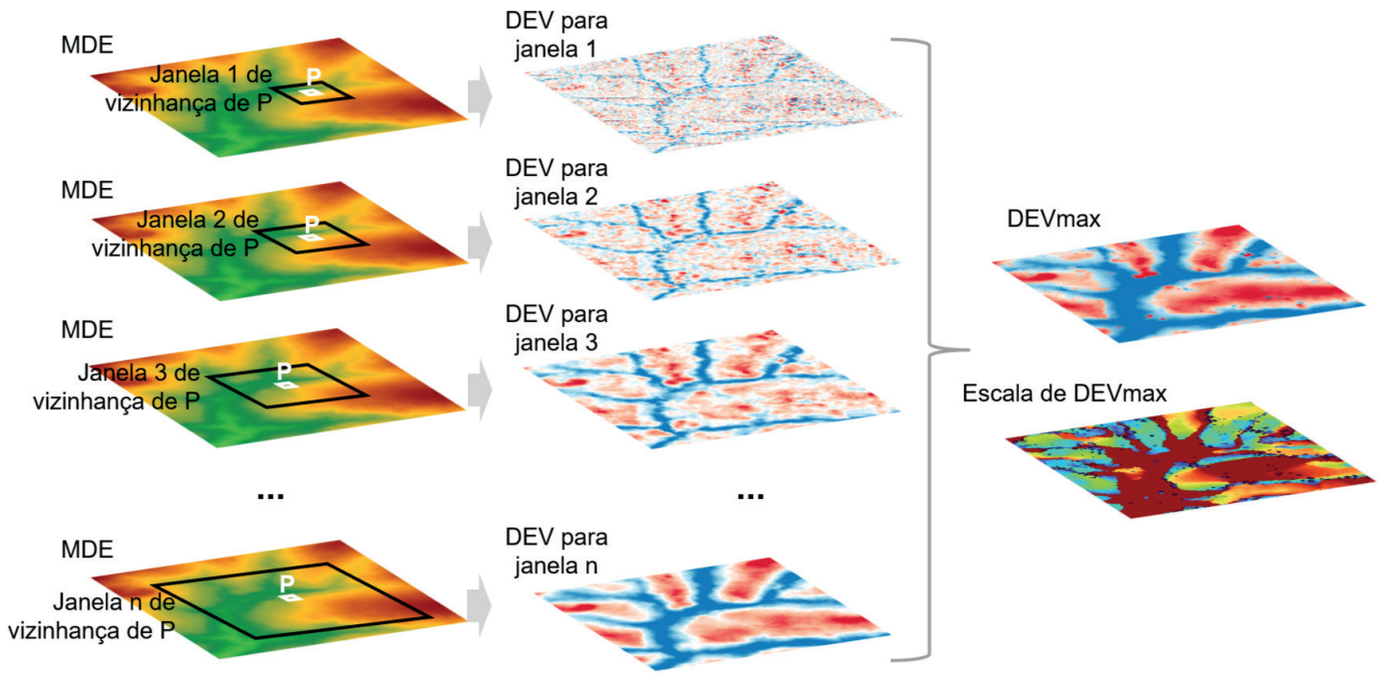


Figura 11.10 - Esquema de determinação do índice topográfico DEVmax: a partir do MDE, a determinação do índice DEV é repetida para n tamanhos de janelas de vizinhança; para cada pixel, o maior valor absoluto obtido nos vários DEV é identificado para formar o raster de DEVmax, com o sinal positivo ou negativo correspondente; um raster auxiliar é gerado com a informação do tamanho da vizinhança (escala) que proporcionou o DEVmax para cada pixel.

No raster de DEVmax, cada pixel tem como atributo o valor do DEV na escala específica que proporcionou o maior desvio relativo à vizinhança. O máximo valor ou máximo desvio relativo é computado em termos absolutos, mas identificando-se no atributo final se o sinal é negativo ou positivo, o que indica que o desvio representa uma área mais baixa ou mais elevada do que a vizinhança.

A proposta de DEVmax introduzida por Lindsay et al. (2015) é conseguir representar características do terreno referentes a múltiplas escalas em um único índice topográfico. Visto de outra forma, o índice DEVmax representa padrões de posição topográfica local considerando uma heterogeneidade de escalas entre os pixels, já que para cada pixel foi obtida a escala ótima em termos de maior destaque relativamente à paisagem.

Ao calcular o DEVmax a partir dos vários DEV obtidos em múltiplas escalas, pode-se determinar também um raster que indica a escala, ou tamanho de vizinhança, que proporcionou o máximo DEV para cada pixel. A informação de escala do DEVmax auxilia na interpretação e análise da caracterização topográfica proporcionada por esse índice.

Operacionalmente, para obter o DEVmax pode-se usufruir de comandos específicos disponíveis em softwares como o Whitebox GAT. Uma alternativa é usar um conjunto de operações usualmente presentes na maioria dos softwares de SIG, em alguns casos requerendo a aplicação de procedimentos da seguinte forma:

i) Determina-se o índice DEV para o menor tamanho de vizinhança de interesse da análise. Caso não exista comando específico para obter o DEV, pode-se fazê-lo pelas operações de filtragem espacial e operação aritmética de raster como descrito no item anterior.

ii) Repete-se o passo anterior n-1 vezes, uma vez para cada tamanho de vizinhança incremental, até o maior tamanho desejado.

iii) Tomam-se os n rasters de DEV calculados nas etapas anteriores, desde o menor até o maior tamanho de vizinhança, com valores em módulo, e aplica-se uma operação de máximo à série de imagens. Para cada valor absoluto máximo encontrado, precisa-se identificar no valor original o sinal correspondente. O valor absoluto máximo e o sinal compõem o atributo a ser guardado para cada pixel, formando o raster de DEVmax.

Para ilustrar o conceito de DEVmax com um caso real, mostra-se na Figura 11.11 esse índice topográfico obtido a partir do MDE do SRTM 30 para uma área do Estado de São Paulo, entre os municípios de Franca e Restinga. Os índices DEV obtidos para 5 diferentes tamanhos de janela demonstram que, quanto maior a janela de vizinhança, o desvio em relação à média forma padrões espaciais com áreas relativamente homogêneas de maiores extensões.

O índice DEVmax agrega as informações obtidas nas múltiplas janelas. Percebe-se no raster de DEVmax do exemplo em questão o padrão de DEV obtido nas janelas maiores, com maior extensão das áreas relativamente homogêneas. Mas percebe-se também no DEVmax a ocorrência de áreas de menores dimensões que retratam a variabilidade local da informação, o que fora detectado no DEV obtido para as menores janelas. O raster que indica o tamanho de janela do DEV de cada pixel considerado para integrar o raster de DEVmax evidencia como o DEVmax é resultante de valores de DEV em diferentes janelas.

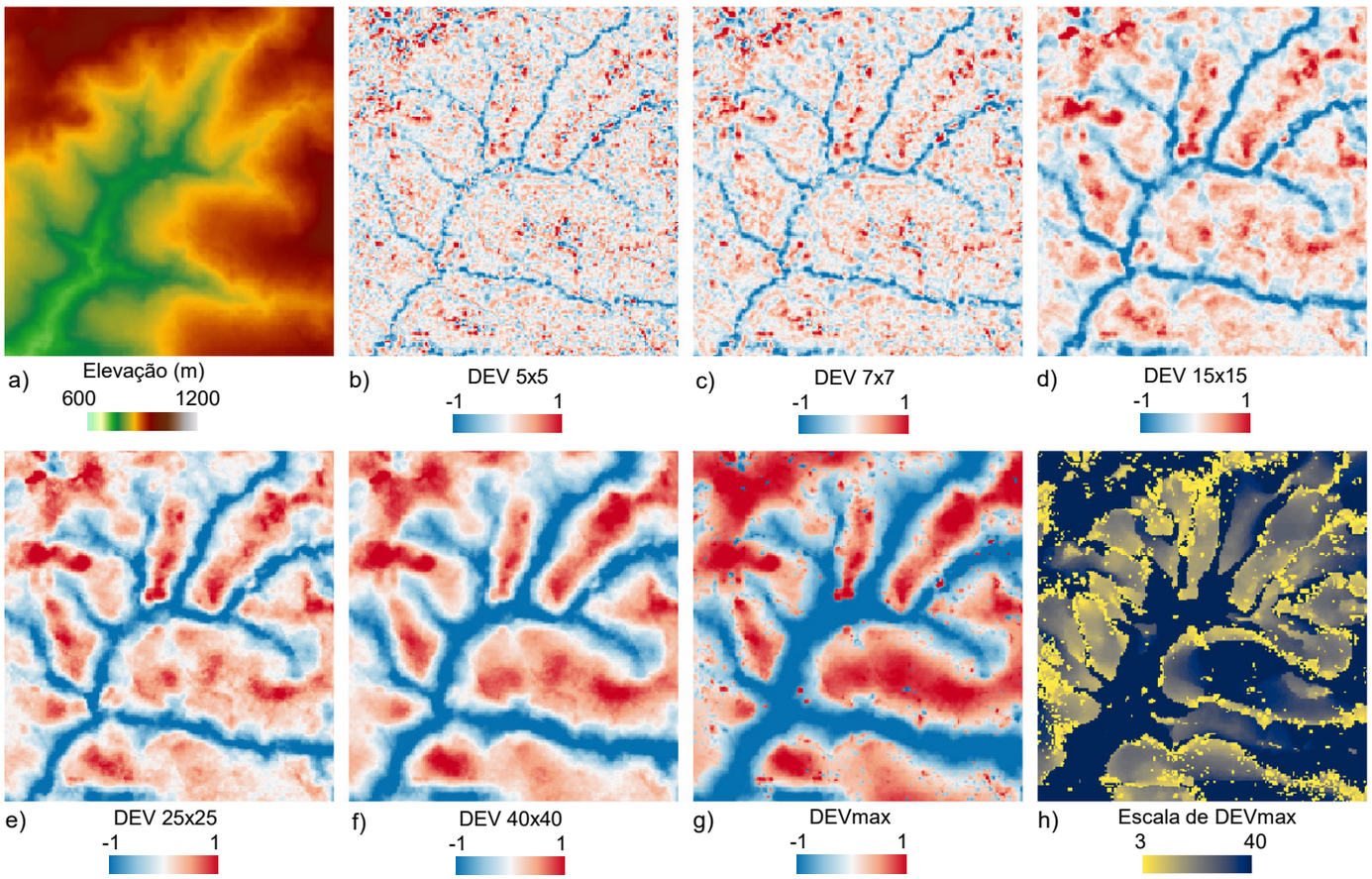


Figura 11.11 - a) MDE do SRTM 30 para uma área entre os municípios de Franca e Restinga (SP); b), c), d), e), f) Indice topográfico DEV para diferentes tamanhos de janelas de vizinhança (5x5, 7x7, 15x15, 25x25 e 40x40 pixels, respectivamente; g) Índice topográfico DEVmax obtido da análise do DEV no intervalo de escala 3x3 a 40x40); h) Escala de DEVmax (o atributo indica o tamanho em pixels da janela correspondente ao DEV tomado para compor o DEVmax).

11.6 Percentual da amplitude de elevação (PER)

O índice percentual da amplitude de elevação (percent elevation range; PER) quantifica a posição topográfica local da elevação de um ponto em termos de quão acima ela é da elevação mínima da vizinhança, relativamente à amplitude de elevação existente nessa vizinhança, isto é, relativamente à diferença entre os valores de elevação máxima e mínima (Equação 11.6). Essa relação é multiplicada por 100 para resultar em percentagem.

$$PER_P = \frac{(Z_P - Z_{min})}{(Z_{max} - Z_{min})} \cdot 100 \qquad \text{(Eq. 11.6)}$$

Onde PER_p é o índice percentual da amplitude de elevação no ponto P, Z_p é a elevação em P, $Z_{mín}$ e $Z_{máx}$ são as elevações mínima e máxima, respectivamente, na vizinhança de P.

A interpretação do PER é a seguinte: um valor de PER igual a 20%, por exemplo, indica que esse ponto tem elevação situada a 20% entre a distância da elevação mínima até a elevação máxima da vizinhança. Esse é o valor, por exemplo, do PER no ponto P da Figura 11.12. A vizinhança de P tem elevação mínima de 213 m e máxima de 223 m, representando uma amplitude de 10 m. Vinte por cento dessa amplitude é igual a 2 m e, logo, uma elevação de 215 m tem índice PER de 20%, como é o caso de P, já que a soma do valor mínimo com o incremento de 2 m resulta em 215 m. Na mesma figura, o ponto Q tem elevação muito próxima da máxima elevação da vizinhança, implicando que o índice PER tem maior valor em Q do que em P. De fato, pelo cálculo realizado, PER em Q é igual a 89%.

Os valores do índice PER podem variar de 0, quando a elevação do pixel em análise é a mínima do conjunto de pontos da vizinhança, até 100%, quando a elevação do pixel analisado é a máxima da vizinhança.

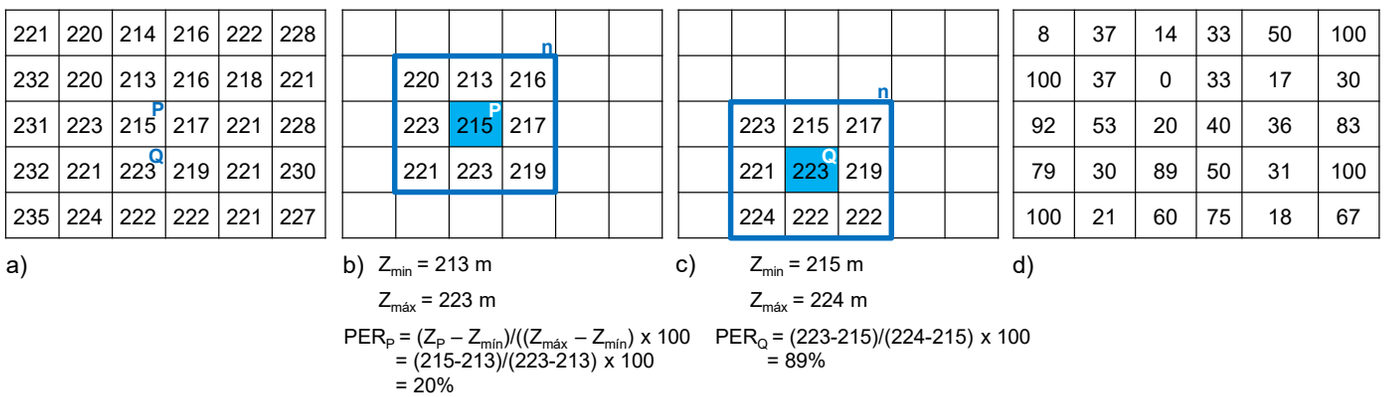


Figura 11.12 - a) MDE com elevação em metros; b) Indicação de cálculo do PER para o pixel P considerando vizinhança (n) de tamanho 3 x 3; c) Idem para o pixel Q; d) Raster do índice PER (%).

A determinação do PER é facilmente realizada via operações comumente presentes nos softwares de SIG, do seguinte modo:

i) Aplicação do filtro de mínimo ao MDE, resultando em um raster cujo atributo em cada pixel é o valor mínimo de elevação da vizinhança definida ao redor do pixel.

ii) Aplicação do filtro de máximo ao MDE, para obter um raster que tem como atributo a elevação máxima da vizinhança centrada no pixel.

iii) Operação algébrica entre rasters (MDE, resultado do filtro de mínimo e resultado do filtro de máximo) e multiplicação por escalar (100) segundo a expressão matemática da Equação 11.6.

A praticidade de determinação e a facilidade de interpretação dos resultados são vantagens dessa métrica. Por outro lado, a consideração dos filtros de máximo e mínimo seguindo a formulação estabelecida faz com que a avaliação da posição topográfica local seja baseada em uma interpolação linear entre esses extremos da vizinhança, sem haver uma referência explícita à distribuição das elevações (Newman et al., 2018).

Na Figura 11.13 é mostrado um exemplo real de determinação do índice topográfico PER para uma área entre os municípios de Restinga e Franca, no estado de São Paulo, a partir do MDE do SRTM 30 e considerando três tamanhos distintos de janela de vizinhança. Nas áreas por onde passam os cursos d'água, concentram-se os menores valores de PER, de menos de 30% até valores nulos. Com o aumento da vizinhança de análise, essas áreas ficam mais largas e há um gradiente crescente do PER no sentido de onde seria o traçado dos canais em direção às faixas marginais, ainda com valores abaixo de 50% (tons de azul na figura). Esse gradiente continua crescente no sentido dos divisores de água, mas agora na faixa de valores acima de 50% (tons de vermelho).

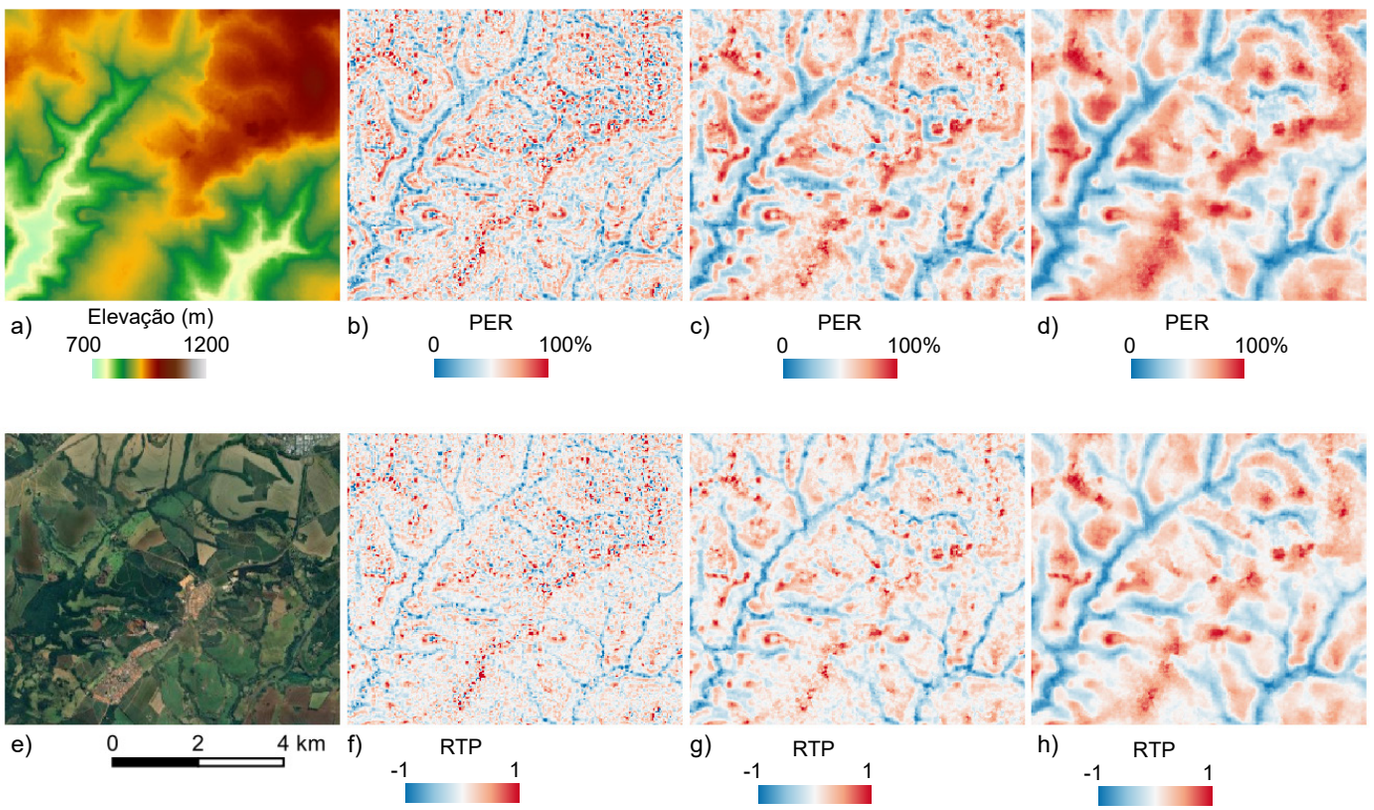


Figura 11.13 - a) MDE do SRTM 30 para uma área entre os municípios de Restinga e Franca (SP); b), c), d) Índice topográfico percentual da amplitude de elevação (PER) para janelas de vizinhança de 5x5, 11x11 e 25x25, respectivamente; e) Imagem de satélite do Google Earth; f); g), h) Índice topográfico posição topográfica relativa (RTP) para janelas de 5x5, 11x11 e 25x25, respectivamente.

11.7 Posição topográfica relativa (RTP)

O índice topográfico chamado posição topográfica relativa (RTP – Relative Topographic Position) foi proposto como uma modificação do índice PER para contornar a deficiência de que o PER estabelece uma interpolação linear e não incorpora a distribuição de elevações (Newman et al., 2018). A formulação do RTP é baseada em uma função linear definida por duas partes, em função da posição da elevação do ponto em análise em relação à elevação média da vizinhança (Equação 11.7). Além de considerar no cálculo os valores máximo e mínimo da vizinhança como o índice PER, o índice RTP incorpora também a elevação média da vizinhança.

$$RTP_P = \begin{cases} \dfrac{(Z_P - \overline{Z_n})}{(\overline{Z_n} - Z_{mín})}, se\ Z_P < \overline{Z_n} \\ \dfrac{(Z_P - \overline{Z_n})}{(Z_{max} - \overline{Z_n})}, se\ Z_P > \overline{Z_n} \end{cases} \quad \text{(Eq. 11.7)}$$

Onde RTP_p é o índice posição topográfica relativa no ponto P, Z_p é a elevação em P, $Z_{mín}$, $Z_{máx}$ e $\overline{Z_n}$ são as elevações mínima, máxima e média, respectivamente, na vizinhança de P, n é a quantidade de pixels dessa vizinhança.

Os valores de RTP variam no intervalo de -1 a 1. Valores negativos indicam que a elevação do pixel está abaixo da elevação média da vizinhança e valores positivos indicam que a elevação do pixel é superior a essa média, tal qual ocorre para os índices TPI e DEV. Porém, a proporcionalidade relativa de valores ao longo do raster de RTP é distinto do que ocorre para o índice TPI e do que ocorre para o DEV. Um exemplo didático de cálculo do índice topográfico RTP é apresentado na Figura 11.14.

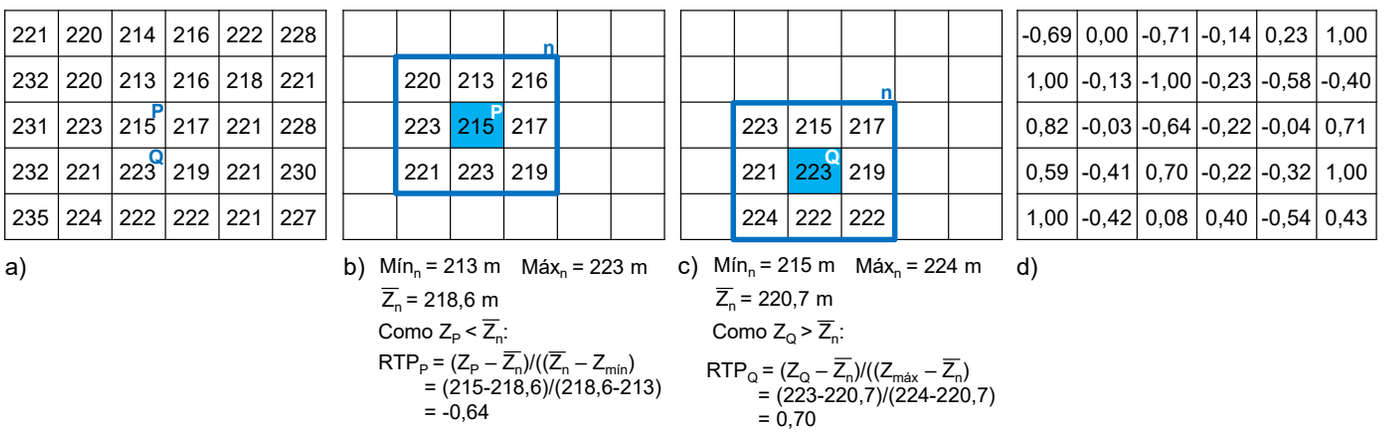


Figura 11.14 - a) MDE com elevação em metros; b) Indicação de cálculo do RTP para o pixel P considerando vizinhança (n) de tamanho 3 x 3; c) Idem para o pixel Q; d) Raster do índice RTP (adimensional).

É possível determinar o índice RTP via comandos específicos disponíveis em alguns softwares, como o Whitebox GAT. Alternativamente, pode-se determinar o RTP pela operação de filtros espaciais e operações entre rasters, mas com um elemento a mais. Esse elemento adicional é a verificação da condição relativa da elevação do pixel central da janela em relação à média da vizinhança, já que a formulação do RTP envolve uma função definida por partes.

A sequência de operações para obter o índice RTP pode ser sistematizada da seguinte forma:

i) Aplicação do filtro da média ao MDE, para obter um raster cujo atributo é a média das elevações da vizinhança;

ii) Aplicação do filtro de máximo ao MDE, resultando em um raster cujo atributo é dado pelo valor máximo da vizinhança a cada pixel;

iii) Aplicação do filtro de mínimo ao MDE, obtendo o raster de valores mínimos da vizinhança em cada pixel;

iv) Aplicação de uma operação condicional que relaciona a elevação do pixel com a elevação média da vizinhança e, em função do resultado, usa-se uma das duas partes da função que define o RTP, via operação algébrica de subtração e divisão entre os rasters envolvidos e já determinados nas etapas anteriores. O resultado desta etapa é um raster cujo atributo é o valor do índice RTP em cada pixel.

Um exemplo real da determinação do índice RTP é ilustrado na Figura 11.13, para uma área no nordeste do estado de São Paulo, a partir do MDE SRTM 30. Os resultados obtidos com três tamanhos de vizinhança evidenciam um mesmo padrão espacial, similar ao obtido para índice PER mostrado na mesma figura. Nas áreas de fundos de vale e por onde correm os cursos d'água, os valores de RTP são negativos e se aproximam de -1 tanto quanto maior a proximidade ao traçado em si do curso d'água. Mas se ressalta que os canais principais dos rios tem largura inferior a 30 m, que é a resolução espacial do MDE.

Nesse exemplo, percebe-se como o aumento da vizinhança de análise torna os padrões de RTP relativamente mais homogêneos quanto à concentração de valores negativos ou positivos. Os valores positivos de RTP predominam nas áreas correspondentes aos divisores de água, embora quanto menor a janela de análise maior a ocorrência de valores positivos que representam condições locais de forma mais distribuída espacialmente.

11.8 Índice de rugosidade do terreno (TRI)

Outra característica associada à topografia de uma região diz respeito ao conceito de rugosidade topográfica, muito usada para estudar processos geomorfológicos (Lindsay et al., 2019) e características geológicas (Grohmann et al., 2011), analisar especificamente deslizamentos de massa (McKean e Roering, 2004) e para caracterizar o ambiente do ponto de vista ecológico quanto à diversidade de habitat, dificuldade de movimento de espécies animais, adequabilidade do habitat de prover proteção contra condições meteorológicas extremas e até a facilidade de escapar de predadores (Dilts et al., 2022).

Mais interessante do que saber se uma determinada região é mais rugosa ou suave topograficamente do que outra região é compreender o quanto é rugosa e onde ocorre maior ou menor rugosidade, isto é, quantificar a rugosidade e sua variabilidade espacial (Grohmann et al., 2011). Isso ressalta o valor de analisar a rugosidade topográfica a partir do MDE.

O conceito de rugosidade topográfica se associa a duas propriedades topográficas: a variabilidade local das eleva-

ções e a complexidade da superfície (Lindsay et al., 2019). A variabilidade local das elevações pode ser representada por métricas como a amplitude das elevações da vizinhança, enquanto a complexidade da superfície está relacionada à textura topográfica. Uma métrica relacionada a esse último aspecto é o índice de rugosidade do terreno (Terrain Ruggedness Index; TRI). O TRI foi concebido por Riley et al. (1999) como uma medida da heterogeneidade da superfície do terreno e que pode ser quantificada de forma rápida e objetiva.

O TRI é determinado unicamente a partir do MDE, como função das diferenças de elevação entre cada pixel e seus oito vizinhos ao redor em uma janela de vizinhança 3x3 (Equação 11.8 e Figura 11.15). Essas diferenças são elevadas ao quadrado e somadas, com aplicação da raiz quadrada ao resultado da soma. Por essa formulação, considera-se que o TRI quantifica a diferença total de elevação de um ponto qualquer do terreno em relação à vizinhança imediata (Sappington et al., 2007). Alguns autores expandiram a ideia original para calcular o TRI considerando janelas de vizinhança maiores, definidas por um raio de busca.

$$TRI_{I,J} = \sqrt{\sum_{i=I-1}^{I+1} \sum_{j=J-1}^{J+1} \left(Z_{i,j} - Z_{I,J}\right)^2} \qquad \text{(Eq. 11.8)}$$

Onde $TRI_{I,J}$ é o índice de rugosidade do terreno no pixel da linha I e coluna J, $Z_{I,J}$ é a elevação nesse pixel de coordenadas (I,J), $Z_{i,j}$ é a elevação em um pixel da vizinhança nas coordenadas i,j.

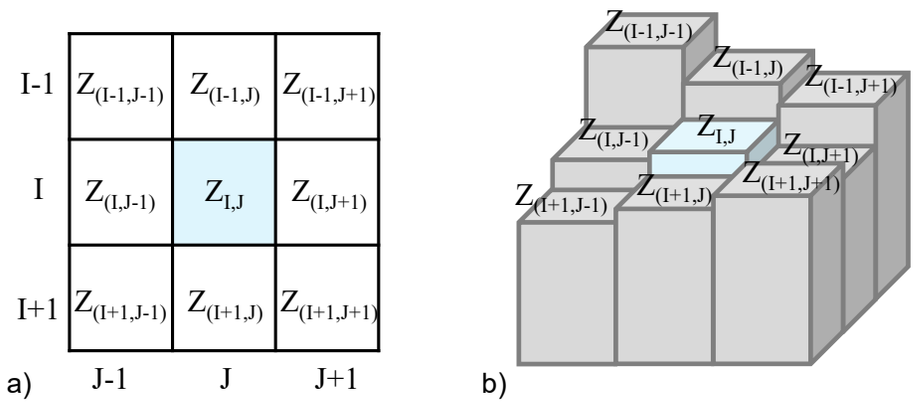


Figura 11.15 - Janela de vizinhança 3x3 ao redor de um pixel com a identificação das elevações usadas para o cálculo do índice topográfico TRI: a) vista superior; b) visão 3D.

O cálculo do TRI é detalhado no exemplo da Figura 11.16. Para o ponto P, o valor de TRI é 21,4 m, enquanto para o ponto Q o TRI é igual a 3,9 m. Para o MDE do exemplo, o TRI varia de 6,0 a 21,4 m. Nesse exemplo, o TRI não foi calculado para os pixels de borda, por não haver todos os 8 vizinhos válidos.

Em alguns softwares, existe função específica para determinação do TRI, como no QGIS e no SAGA GIS, tendo como informação de entrada o MDE. Alguns desses softwares permitem variações da formulação original do TRI, no sentido de flexibilizar a escolha do tamanho da janela de vizinhança e a ponderação das diferenças calculadas em relação a cada vizinho segundo diferentes critérios.

Caso não seja usada uma função específica e já existente em um software, a alternativa para determinar o TRI é o desenvolvimento de um algoritmo próprio. Esse algoritmo é relativamente simples, envolvendo a varrição da matriz do MDE e, para cada pixel, identificar os 8 vizinhos e computar o quadrado das diferenças, fazer a soma disso e depois aplicar a raiz quadrada. Um tratamento específico deve ser usado para evitar o cálculo do TRI para pixels de borda.

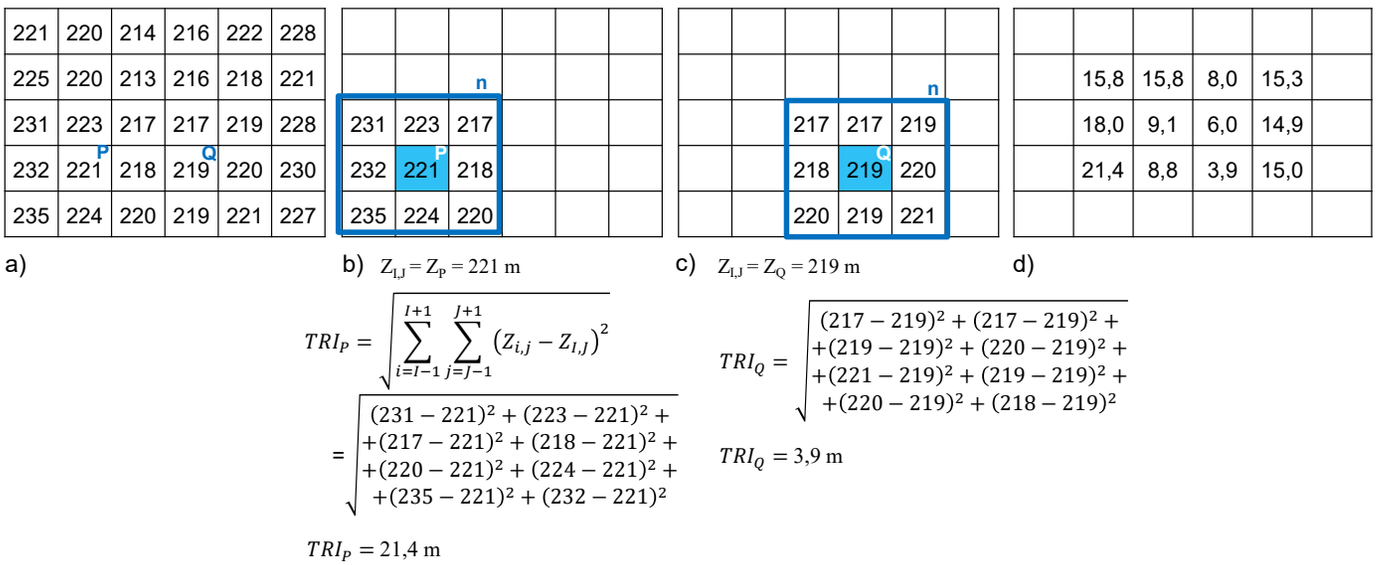


Figura 11.16 - a) MDE (elevação em metros); b), c) Destaque para a vizinhança n de tamanho 3x3 ao redor do pixel P e do pixel Q, respectivamente, para determinação do índice TRI (Terrain Ruggedness Index); d) Raster do índice topográfico TRI (em metros).

Um caso real de índice TRI determinado a partir do MDE do SRTM 30 é mostrado na Figura 11.17, para uma área no município mineiro de Cláudio. O padrão espacial do TRI é semelhante à distribuição espacial dos valores de declividade local, também mostrada na referida figura. De forma geral, observa-se que uma linha imaginária unindo os pontos D e E separa duas regiões bem distintas: acima dessa linha, uma área de relevo com menores declividades e valores mais reduzidos de TRI; abaixo dessa linha, a topografia apresenta maiores gradientes, com maiores declividades e valores mais elevados de TRI.

A forte correlação entre TRI e declividade é esperada, em função da formulação matemática dessas variáveis. Tal correlação é vista por alguns autores como uma desvantagem do TRI como variável auxiliar no estudo de aspectos ecológicos relacionados à topografia, como discutido por Sappington et al. (2007). Segundo esses autores, o TRI não distingue terrenos íngremes e uniformes de terrenos íngremes e de topografia irregular, por exemplo. Ambos os terrenos têm declividade acentuada, porém o segundo tipo apresenta rugosidade topográfica superior ao primeiro e, por isso, relações ecológicas distintas ocorrem nesses dois ambientes.

No resultado do exemplo da Figura 11.17, percebem-se claramente áreas como abaixo do ponto A, marcadas por elevada declividade e que apresentam TRI elevado – nesse caso, acima de 120 m. A área à esquerda de B é outro exemplo interessante: há uma espécie de morro local, com declividades que alcançam até 30º e TRI de até 115 m. Por outro lado, áreas de fundo de vale, como ao longo do trecho onde está o ponto C, configuram áreas de topografia mais uniforme e plana, com declividades muito baixas (em geral inferior a 3º) e TRI também muito reduzido, inferior a 5 m.

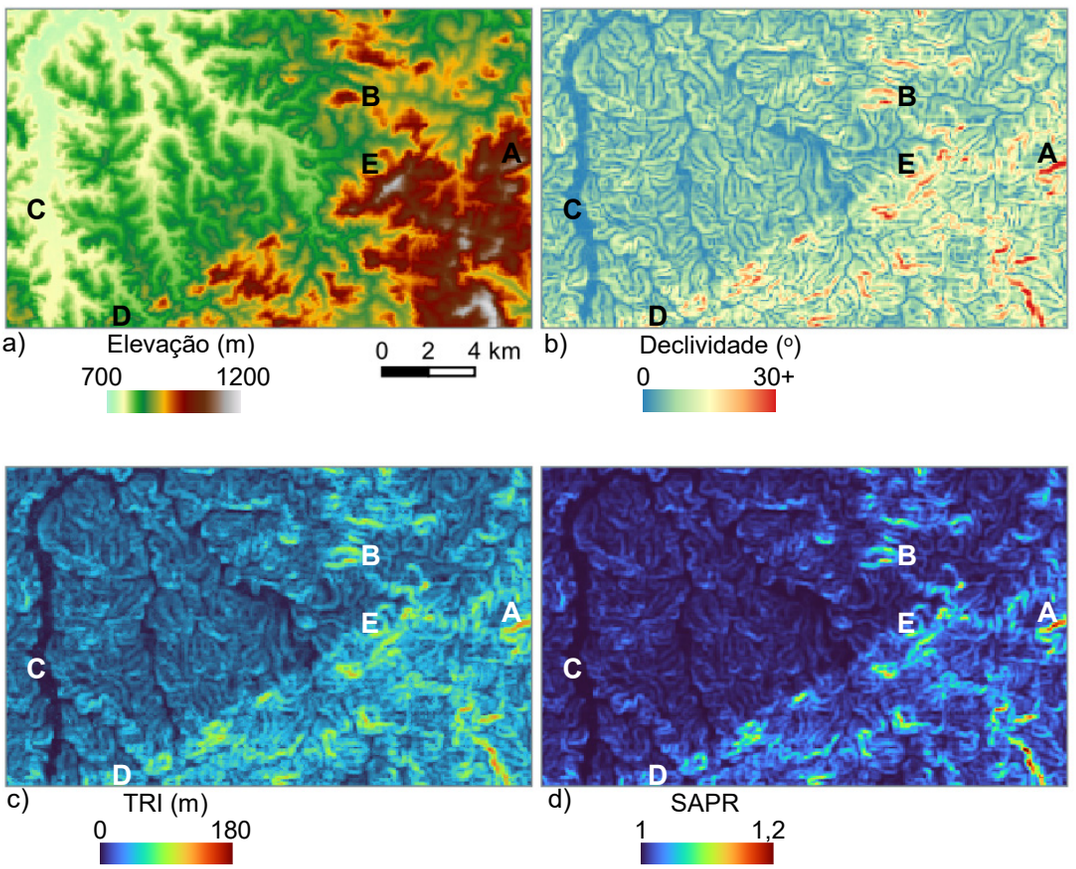


Figura 11.17 - a) Modelo Digital de Elevação do SRTM 30 de uma área no município de Cláudio (MG); b) Declividade local; c) Índice de rugosidade do terreno (TRI); d) Índice razão entre área da superfície e área planimétrica (SAPR).

11.9 Razão entre área da superfície e área planimétrica (SAPR)

O índice topográfico denominado razão entre área da superfície e área planimétrica, conhecido em inglês por Surface-Area to Planar-area Ratio (SAPR), representa quão maior é a área medida levando em conta a tridimensionalidade da superfície em relação à área medida de forma projetada no plano bidimensional. Trata-se de uma forma de medir a rugosidade do terreno (Jenness, 2004).

Usualmente, quando se quantifica a área de uma região, considera-se a área planimétrica. Entretanto, pensando em termos de disponibilidade de recursos para suporte a espécies animais no meio ambiente, por exemplo, a quantificação de área da superfície retrata mais realisticamente essa disponibilidade do que a área planimétrica (Jenness, 2004).

Uma forma prática e relativamente fácil de calcular a área da superfície a partir de um MDE foi desenvolvida por (Jenness, 2004), segundo a qual a área da superfície de um pixel é determinada em função das elevações dos seus oito vizinhos em uma janela 3x3, além da sua própria elevação. Esse método pode ser sistematizado com o seguinte roteiro:

i) Para um dado pixel P, identificam-se os oito vizinhos da janela 3x3 e as elevações correspondentes (Figura 11.18-a e Figura 11.18-f);

ii) Considerando os centroides de cada pixel dessa janela posicionados na elevação correspondente do pixel, traçam-se retas conectando o centroide de cada pixel ao centroide do pixel central e ao centroide dos vizinhos laterais (Figura 11.18-b e Figura 11.18-g);

iii) Identificam-se oito triângulos tridimensionais, cujos lados correspondem às retas traçadas no passo anterior (Figura 11.18-c e Figura 11.18-h, triângulos identificados por A até H);

iv) Quantifica-se o comprimento dos três lados de cada um desses oito triângulos, em função da diferença de elevações e da distância planimétrica entre pixels vizinhos (vizinhos ortogonais tem distância igual ao tamanho do pixel; vizinhos diagonais tem distância igual a esse tamanho multiplicado por $\sqrt{2}$). Para ilustrar esta etapa, considere o triângulo formado pelas retas que unem os centroides dos pixels P, Q e R na Figura 11.19. Cada reta tem uma distância planimétrica L_{2D} como indicado e há um desnível ΔZ entre cada par de pixels. O tamanho de cada lado do triângulo computado de forma tridimensional (L_{tri}) é calculado segundo o Teorema de Pitágoras como a hipotenusa do triângulo com lados L_{2D} e ΔZ correspondentes.

v) Identificam-se os pontos médios de cada lado desses triângulos, os quais constituem os limites desses triângulos correspondentes à área planimétrica do pixel central; os pontos médios vizinhos entre si são unidos por retas lateralmente (Figura 11.18-d e Figura 11.18-i);

vi) Identificam-se oito triângulos tridimensionais menores, formados pelas retas que uniram os pontos médios dos lados dos triângulos maiores (Figura 11.18-e e Figura 11.18-j - triângulos identificados por a até h);

vii) Quantifica-se a extensão dos três lados de cada um dos triângulos menores (a até h), como sendo a metade do comprimento do lado maior correspondente;

viii) Determina-se a área de cada triângulo a até h, em função dos três lados correspondentes, pela Equação 11.9 e Equação 11.10, que constituem o Teorema de Heron na matemática;

ix) Quantifica-se a área da superfície do pixel central P pela soma das áreas dos oito triângulos menores (a até h).

x) Move-se a janela 3x3 e repete-se esse procedimento para cada novo pixel central.

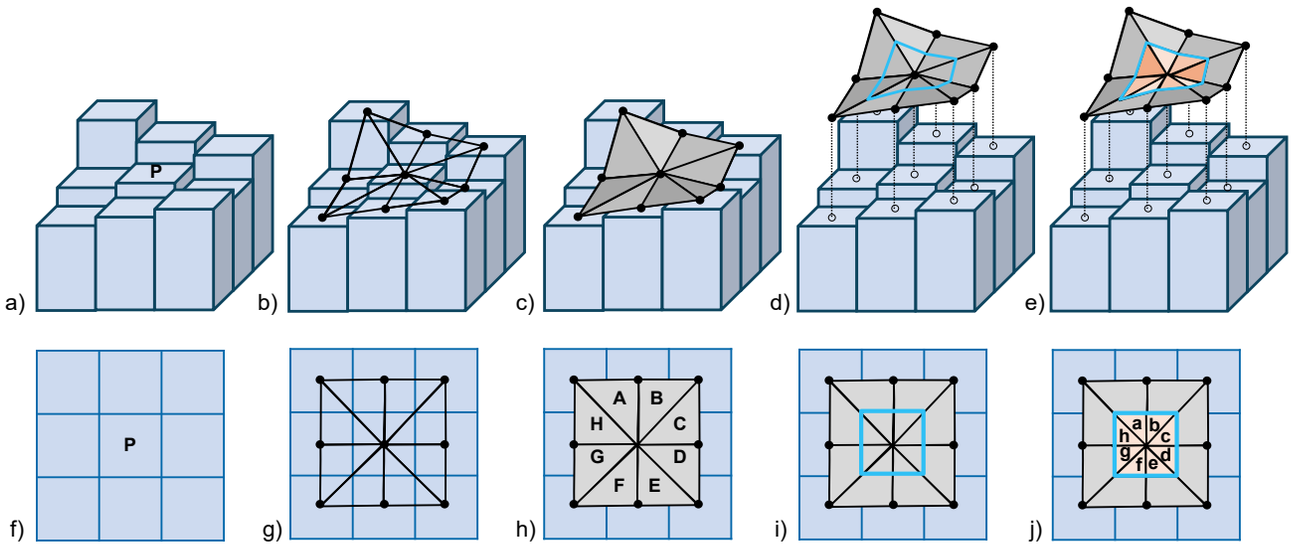


Figura 11.18 - Síntese da abordagem proposta por Jenness (2004) para determinação da área superficial de um pixel P: a), f) Identificação do pixel P e de seus oito vizinhos na janela 3x3, na visualização 3D e no plano, respectivamente; b), g) Traçado de retas conectando centroides de pixels vizinhos entre si, estando os centroides localizados de forma 3D na elevação do pixel; c), h) Identificação de oito triângulos 3D cujos lados correspondem às retas que unem os centroides dos pixels; d), i) Traçado de retas que unem os pontos médios dos lados dos triângulos identificados no passo anterior; e), j) Identificação de oito triângulos menores a partir das retas traçadas unindo os pontos médios dos lados dos triângulos maiores (Fonte: baseado em Jenness, 2004).

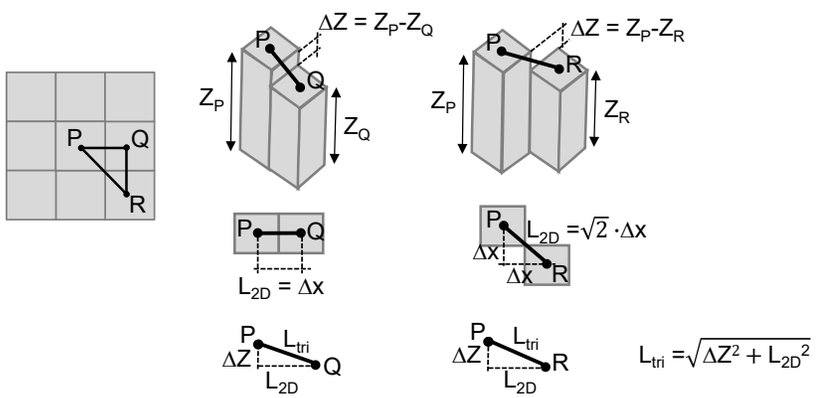


Figura 11.19 - Esquema da determinação da diferença de elevação (ΔZ) e distância planimétrica (L_{2D}) para o cálculo do comprimento dos lados dos triângulos formados pela conexão dos centroides dos pixels vizinhos, como parte do método de obtenção da área da superfície de um pixel a partir do MDE: distinção entre a situação de pixels vizinhos ortogonais (P e Q) e a situação entre vizinhos diagonais (P e R).

$$A_{tri} = \sqrt{p \cdot (p-a) \cdot (p-b) \cdot (p-c)} \qquad \text{(Eq. 11.9)}$$

$$p = \frac{a+b+c}{2} \qquad \text{(Eq. 11.10)}$$

Onde A_{tri} é a área de um triângulo com lados de tamanho a, b, c, e p é o semi-perímetro desse triângulo.

Para cada pixel, o índice topográfico SAPR é dado pelo quociente entre a área da superfície do pixel obtida conforme o roteiro anterior e a área planimétrica, que corresponde a Δx^2. Esse índice tem valor mínimo 1, quando a superfície correspondente ao pixel é estritamente plana e a área da superfície se iguala à área planimétrica. Quanto maior o valor de SAPR, maior é a área da superfície proporcionalmente à área planimétrica, o que indica também maior rugosidade do terreno nesse ponto do espaço.

A determinação do índice SAPR a partir do MDE requer um algoritmo específico, não sendo possível obtê-lo apenas combinando operações comuns disponíveis nos softwares de SIG. Alguns softwares como o Whitebox GAT disponibilizam função específica para a obtenção do SAPR.

Um exemplo de raster da razão entre área da superfície e área planimétrica foi mostrado na Figura 11.17-d, para uma área no município de Cláudio, em Minas Gerais, determinado a partir do MDE do SRTM 30. Nesse exemplo, tem-se claramente como o padrão de variabilidade espacial do SAPR segue a distribuição espacial das declividades, como apontado na literatura, assim como ocorre para o índice TRI, também mostrado na referida figura.

No exemplo em questão, nas áreas de maior gradiente topográfico, como abaixo de A e à esquerda de B, tem-se maiores declividades e também as maiores áreas de superfície, que se distanciam mais do valor da área planimétrica. O valor de SAPR nessa área da figura alcança até 1,2, valor que indica que a área da superfície nesse caso é 20% maior do que a área planimétrica. Por outro lado, ao longo de fundos de vale, como ao longo da área onde se situa C, tem-se menores declividades e se configuram áreas mais planas, o que resulta em valores de SAPR próximos a 1.

11.10 Índice de rugosidade vetorial (VRM)

O índice de rugosidade vetorial, denominação traduzida do ingles Vector Ruggedness Measure (VRM), é apresentado por Sappington et al. (2007) e corresponde ao fator de rugosidade (roughness factor) descrito em Etzelmüller (2000) e baseado no trabalho de Mark (1975).

O VRM é uma métrica que quantifica a dispersão de vetores ortogonais à superfície do terreno (Sappington et al., 2007). Conceitualmente, para um determinado pixel P, o VRM é obtido pela análise do vetor normal à superfície de cada pixel de uma janela de vizinhança do MDE ao redor de P (Figura 11.20). Essa análise consiste na decomposição de cada um desses vetores nos eixos do sistema cartesiano tridimensional (x, y, z), segundo operadores trigonométricos e considerando as variáveis declividade local e aspecto de cada pixel.

O VRM em um ponto é, portanto, uma métrica de rugosidade desse ponto medida com base em todos os pixels dentro da vizinhança considerada. Se a janela de vizinhança adotada é do tipo 3x3, por exemplo, são 9 pixels analisados.

Em áreas de topografia mais contínua, com menor rugosidade, os vetores ortogonais da janela de vizinhança tem direções mais próximas entre si (McKean e Roering, 2004), como no ponto P da Figura 11.20. Em áreas de maior rugosidade, como no ponto Q da mesma figura, os vetores ortogonais tem orientação com maior variação entre si. Ou seja, áreas de menor rugosidade topográfica tem vetores menos dispersos, enquanto áreas de maior rugosidade tem vetores mais dispersos (Grohmann et al., 2011).

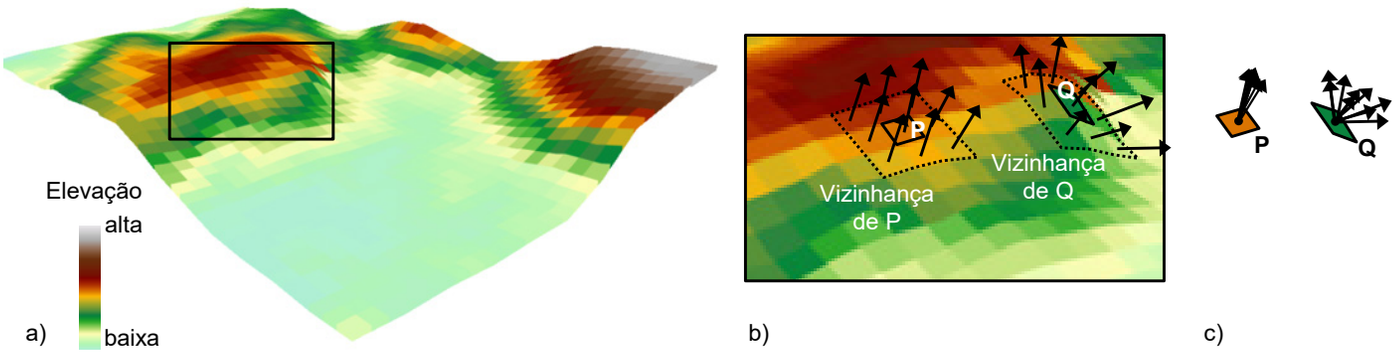


Figura 11.20 - a) Vizualização 3D de um MDE; b) Detalhe de parte do MDE 3D com indicação dos vetores ortogonais à superfície do terreno nos pixels da janela de vizinhança 3x3 ao redor dos pixels P e Q; c) Agrupamento de todos os vetores ortogonais no centroide do pixel central da janela de vizinhança, para melhor visualização da dispersão entre eles.

O cálculo do VRM é segundo a Equação 11.11, que inclui na formulação a divisão pelo número de pixels pertencentes à vizinhança e a aplicação da subtração de 1. Como resultado, o índice VRM é adimensional e assume valores variando no intervalo de 0 a 1. O valor 0 corresponde à situação de área plana e, quanto mais próximo de 1, maior indicação de rugosidade da área. O detalhamento da decomposição dos vetores ortogonais que resulta na Equação 11.11 é apresentado em Etzelmüller (2000) e Sappington et al. (2007).

$$VRM_P = 1 - \frac{\sqrt{[\sum(sen\ \beta \cdot sen\ \gamma)]^2 + [\sum(sen\ \beta \cdot cos\ \gamma)]^2 + [\sum(cos\ \beta)]^2}}{n} \qquad \text{(Eq. 11.11)}$$

Onde VRM_p é o índice de rugosidade vetorial no ponto P, β é a declividade local em P, γ é o aspecto do terreno em P, n é a quantidade de pixels da vizinhança de P.

A proposta do VRM segundo Sappington et al. (2007) foi quantificar a rugosidade topográfica de forma não correlacionada à declividade. Tais autores apontam que outros índices que descrevem a rugosidade topográfica, como o TRI e o SAPR, têm a desvantagem de estarem fortemente correlacionados à declividade, como foi visto nos itens anteriores deste capítulo. Quando isso ocorre, torna-se difícil a distinção dos efeitos separados da declividade e da rugosidade (Dilts et al., 2022). Nesse caso, por exemplo, é problemático aplicar um modelo de regressão para análise de adequabilidade de habitat tendo o TRI e a declividade dentre as variáveis explicativas, devido à colinearidade entre elas (Sappington et al., 2007).

O índice VRM incorpora tanto a declividade quanto o aspecto na sua formulação matemática. Embora apresente relação com a declividade, a formulação concebida leva a resultados com menor correlação com a declividade do que outros índices similares (Sappington et al., 2007).

Três caminhos podem ser indicados para operacionalmente obter o VRM, a partir do MDE. O primeiro é usufruir de operação específica disponível em alguns softwares de SIG, como no SAGA GIS. O segundo caminho é desenvolver uma rotina computacional própria, envolvendo os rasters de aspecto e de declividade local segundo a formulaçao matemática do VRM.

O terceiro caminho é combinar uma série de operações usualmente disponiveis na maioria dos softwares de SIG, da seguinte forma, por exemplo:

i) Obtenção do raster de declividade local β (em radianos), a partir do MDE e usando comando específico, como descrito no Capítulo 5;

ii) Obtenção do raster de aspecto do terreno γ (em radianos), a partir do MDE e usando comando específico (também tratado no Capítulo 5);

iii) Determinação de três rasters auxiliares (R1, R2 e R3), via comando tipo calculadora raster, segundo as operações matemáticas dadas pelas Equações 11.12, 11.13 e 11.14;

$$R1 = sen\,\beta \cdot sen\,\gamma \quad \text{(Eq. 11.12)}$$

$$R2 = sen\,\beta \cdot cos\,\gamma \quad \text{(Eq. 11.13)}$$

$$R3 = cos\,\beta \quad \text{(Eq. 11.14)}$$

iv) Aplicação de filtro espacial da soma a cada um dos rasters auxiliares gerados no passo anterior, obtendo os rasters $R1_f$, $R2_f$ e $R3_f$; nessa filtragem, cada pixel é substituído pelo valor correspondente à soma dos atributos de todos os pixels vizinhos, incluindo ele próprio, dentro de uma janela de vizinhança (janela do tamanho desejado para o VRM);

v) Também via comando tipo calculadora raster, o passo final é a obtenção do raster do VRM via formulação matemática dada pela Equação 11.15.

$$VRM = 1 - \frac{\sqrt{\left[R1_f\right]^2 + \left[R2_f\right]^2 + \left[\left[R3_f\right]\right]^2}}{n} \quad \text{(Eq. 11.15)}$$

Um exemplo de determinação do índice VRM para um caso real é ilustrado na Figura 11.21, para uma área no município de Divinópolis, em Minas Gerais. Nessa região, a partir do MDE do SRTM 30, obteve-se VRM que alcança um máximo de 0,09. As áreas de maior rugosidade topográfica correspondem às áreas com maior gradiente e variabilidade topográfica, na parte esquerda da região mostrada na referida figura – como à esquerda de A, por exemplo. Áreas de fundo de vale como à esquerda de B apresentam VRM próximo a zero. Há semelhanças no padrão espacial geral entre o VRM e a declividade local, porém de forma menos expressiva do que observado para os índices TRI e SAPR no exemplo da Figura 11.17.

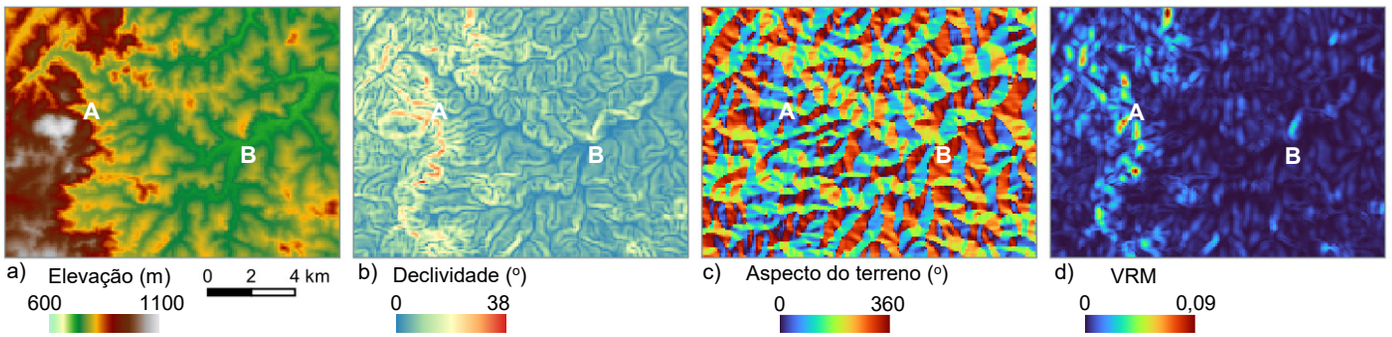


Figura 11.21 - a) MDE do SRTM 30 para uma área no município de Divinópolis (MG); b) Declividade local; c) Aspecto do terreno; d) Índice de rugosidade vetorial (VRM).

Capítulo 12

Índices topográficos – parte 2: convergência de fluxo, umidade do solo e inundação

Este capítulo dá continuidade ao capítulo anterior, abrangendo índices topográficos derivados do MDE. São apresentados oito índices topográficos com escopo relacionado à convergência de fluxo e à influência da topografia sobre a umidade do solo.

Esse tipo de caracterização topográfica tem sido utilizado, por exemplo, para ajudar a identificar e explicar padrões de umidade do solo e de características biológicas e ecológicas, como padrões de vegetação, riqueza e composição de espécies, produtividade primária líquida, biomassa de florestas, além de aplicações relacionadas ao manejo agrícola e operações de silvicultura.

Alguns índices apresentados neste capítulo especificamente se referem aos processos erosivos, sendo úteis na caracterização da vulnerabilidade espacial à erosão e na distinção de áreas com comportamentos predominantes de ocorrência de erosão ou de ocorrência de deposição de sedimentos.

Destaca-se neste capítulo, ainda, o índice topográfico HAND, largamente utilizado para estimativas de áreas inundáveis, dentre outras aplicações.

12.1 Índice de convergência (CI)

O índice de convergência (CI, do termo em inglês convergence index) foi proposto para representar o terreno distinguindo as áreas com convergência e as áreas com divergência local de fluxo. Considera-se no cálculo do CI a partir do MDE, em geral, uma janela móvel de 3x3 ao redor de cada pixel sob análise. Nesse caso, o CI do pixel central é determinado em função da análise dos oito pixels vizinhos. Mas há também a versão de cálculo do CI que considera apenas os pixels vizinhos ortogonais na janela 3x3, tornando a análise do tipo 2x2.

Matematicamente o CI determina o grau de concordância entre a direção do aspecto dos pixels vizinhos e a direção de cada pixel no sentido do pixel central. Como visto no Capítulo 5, o aspecto é medido em graus, variando no sentido horário, desde zero quando aponta para o norte e aumentando no sentido horário, chegando a 180º na direção sul e alcançando novamente o valor 360º quando volta ao norte.

Na situação de máxima concordância, todos os pixels vizinhos têm aspecto com direção no sentido do pixel central. Esse pixel central representa um ponto de convergência máxima – todos os pixels vizinhos tem direção convergindo para esse pixel central (Figura 12.1-a e Figura 12.1-d). A situação oposta é quando há máxima discordância, isto é, a direção do aspecto de cada pixel é exatamente no sentido oposto à direção apontada para o pixel central. Essa situação configura o caso de divergência máxima (Figura 12.1-b e Figura 12.1-e).

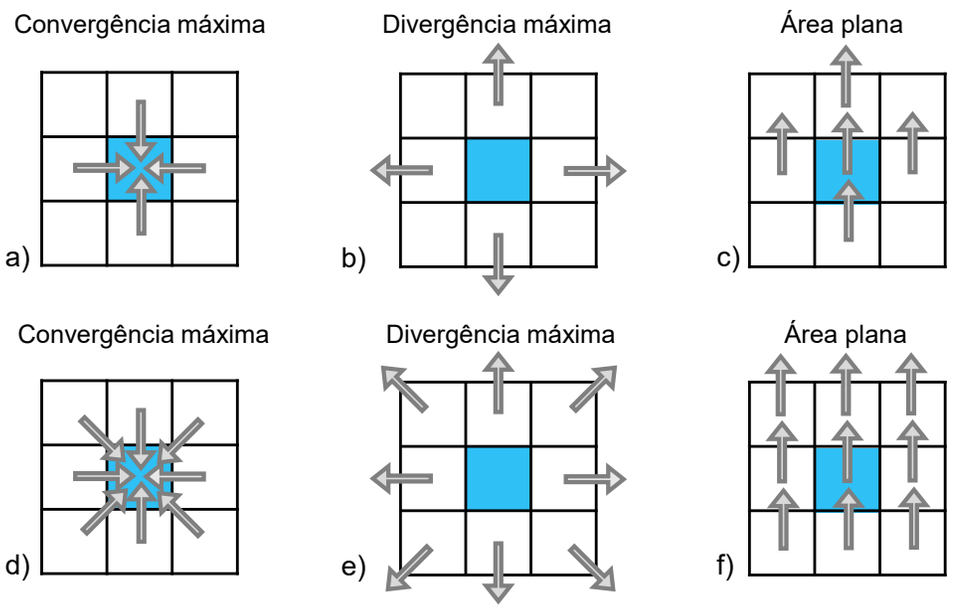


Figura 12.1 - Esquemas ilustrativos de situações de máxima convergência (a), máxima divergência (b) e área plana (c), considerando vizinhança 2x2 ao redor do pixel (apenas vizinhos ortogonais); (d),(e),(f) situações análogas às anteriores, mas para uma vizinhança 3x3 ao redor do pixel (vizinhos ortogonais e diagonais).

O valor de CI para um determinado pixel P é calculado como a média dos ângulos θ_i que configuram o desvio entre a direção do aspecto de cada pixel da vizinhança e a direção no sentido do pixel central P, podendo ser calculado pela Equação 12.1 (Kiss, 2004; Thommeret et al., 2010).

$$CI_P = \left(\frac{1}{8} \sum_{i=1}^{8} \theta_i \right) - 90 \qquad \text{(Eq. 12.1)}$$

Onde CI_p é o índice de convergência em P.

De forma mais detalhada, pode-se compreender o cálculo do CI com os seguintes passos (Figura 12.2):

i) Para cada pixel, identifica-se os pixels da vizinhança na janela 3x3 ao seu redor (Figura 12.2-a);

ii) Determina-se a direção do aspecto para cada pixel dessa vizinhança, ou seja, a direção no sentido da maior declividade (Figura 12.2-b);

iii) Determina-se para cada pixel vizinho a direção que proporciona a máxima convergência, que é no sentido do pixel central (Figura 12.2-c);

iv) Identifica-se o ângulo de desvio entre as direções do aspecto e de máxima convergência, para cada pixel (Figura 12.2-d);

v) Calcula-se a média aritmética desses ângulos de desvio dos 8 vizinhos;

vi) Calcula-se o índice CI pela diferença entre o ângulo médio e o ângulo de 90º.

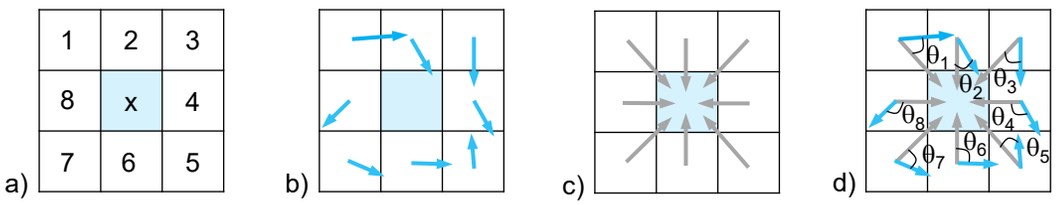


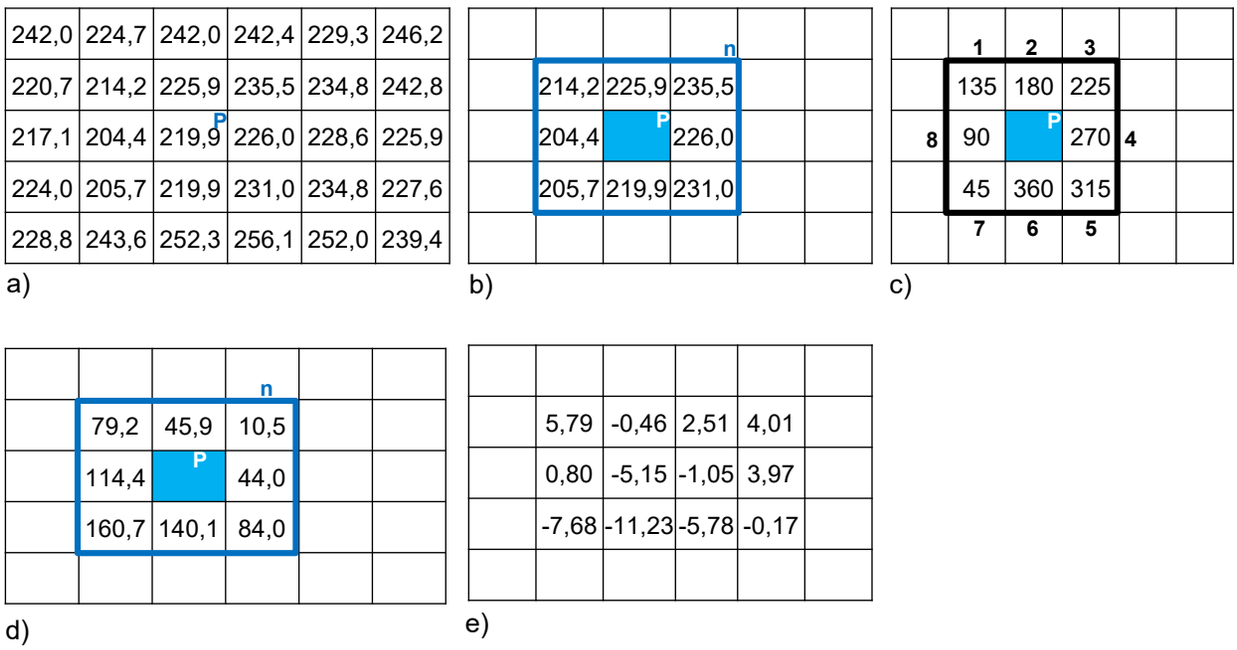
Figura 12.2 - Determinação do índice de convergência CI para o pixel x: a) Identificação dos 8 vizinhos ao pixel x na janela 3x3 ao redor dele; b) Direção do aspecto de cada pixel vizinho a x; c) Direção de máxima convergência para cada pixel da vizinhança; d) Identificação do ângulo entre a direção do aspecto e a direção de máxima convergência para cada pixel da vizinhança (θ_i).

O valor de CI calculado pela Equação 12.1 varia de -90º a 90º. Valores negativos indicam área de convergência. O valor limite inferior de -90º corresponde à situação de máxima convergência, quando a direção do aspecto dos pixels da vizinhança aponta no sentido do pixel central (Figura 12.1-d). A média dos ângulos θ_i nesse caso de máxima convergência é zero.

Valores positivos de CI se referem a áreas divergentes. O caso limite superior de valor 90º corresponde à situação em que a direção do aspecto de todos os pixels vizinhos é no sentido contrário ao pixel central, ou seja, a média dos ângulos θ_i é 180º e a divergência é máxima (Figura 12.1-e).

Quando se trata de área plana ou encostas planas, ou seja, áreas sem curvatura, o valor de CI é zero, já que a média dos ângulos θ_i é 90º (Figura 12.1-f). Em alguns softwares, o valor obtido por uma função específica para o CI pela Equação 12.1 vem multiplicado pelo fator 10/9, para converter a escala de variação desse índice para o intervalo -100 a 100, por conveniência de interpretação.

Na Figura 12.3 mostra-se um exemplo de cálculo do CI a partir do raster de direção do aspecto. Para o pixel P, tomando uma janela de vizinhança 3x3, detalha-se o cálculo dos ângulos de desvio θ_i em função da direção do aspecto e da direção no sentido de máxima convergência. A média desses ângulos tem valor 84,85º, o que resulta em um valor de CI de -5,15º. Esse valor indica que o pixel P é um ponto de convergência, mas relativamente pequena. Outros pixels do exemplo em questão também têm valores negativos, e alguns tem valores positivos, indicadores de serem áreas de divergência. Pixels de borda não tem todos os vizinhos válidos e, nesse caso, o valor de CI é indeterminado.



$\theta_1 = |214{,}2 - 135| = 79{,}2^o$ $\theta_5 = |231{,}0 - 315| = 84{,}0^o$

$\theta_2 = |225{,}9 - 180| = 45{,}9^o$ $\theta_6 = |219{,}9 - 360| = 140{,}1^o$

$\theta_3 = |235{,}5 - 225| = 10{,}5^o$ $\theta_7 = |205{,}7 - 45| = 160{,}7^o$

$\theta_4 = |226{,}0 - 270| = 44{,}0^o$ $\theta_8 = |204{,}4 - 90| = 114{,}4^o$

$$\frac{1}{8}\sum_{i=1}^{8}\theta_i = (79{,}2 + 45{,}9 + 10{,}5 + 44 + 84 + 140{,}1 + 160{,}7 + 114{,}4)/8 = 678{,}8/8 = 84{,}85^o$$

$$CI_P = \left(\frac{1}{8}\sum_{i=1}^{8}\theta_i\right) - 90 = 84{,}85 - 90$$

$$CI_P = -5{,}15^o$$

Figura 12.3 - a) Direção do aspecto (graus) obtido a partir do MDE; b) Destaque para a vizinhança n de tamanho 3x3 ao redor do pixel P para a determinação do índice CI; c) Ângulos do aspecto de máxima convergência de cada pixel vizinho 1 a 8 no sentido do pixel P (graus); d) Ângulo de desvio (θ_i) entre direção do aspecto e direção de máxima convergência, para o pixel P (graus); e) Raster de CI (pixels de borda tem valor indefinido).

O dado de entrada necessário para a determinação do CI é o raster com direção do aspecto, sendo esse derivado do MDE. Alguns softwares apresentam função explícita para a determinação do CI, em geral tomando o MDE como dado de entrada e, internamente, calculando o raster de direção do aspecto.

Sem usar um comando específico para obtenção desse índice topográfico, um conjunto de operações em softwares de SIG pode ser realizado para calcular o CI, da seguinte forma:

i) Obtenção do raster com direção do aspecto para cada pixel, a partir do MDE, como descrito no Capítulo 5;

ii) Aplicação de operação matemática envolvendo o raster de direção do aspecto e as máximas direções de convergência, para computar a soma e a média dos ângulos de desvio. Essa operação requer a formulação de um algoritmo, usando módulos de programação disponíveis nos softwares ou via rotina computacional elaborada externamente a algum software de SIG. Nesta etapa é obtido como produto o raster de ângulo médio de desvio para cada pixel.

iii) Por fim, faz-se a operação de subtração do raster de ângulo médio de desvio pelo escalar 90, resultando no raster do índice de convergência para cada pixel.

Como exemplo de um caso real, ilustra-se na Figura 12.4 o CI obtido para uma região no sul do município de Sacramento, no sudoeste do estado de Minas Gerais. O padrão de variação espacial do CI apresenta semelhanças com elementos reconhecíveis a partir da imagem de satélite ou do MDE. Alguns pontos de maior convergência (áreas em tom de azul) coincidem com o percurso de cursos d'água visíveis na imagem de satélite ou caminhos de fluxo perceptíveis pelo padrão topográfico representado no MDE.

Por exemplo, abaixo do ponto indicado pela letra B e acima do ponto C passam cursos d'água e o traçado deles se destaca como áreas de grande convergência. Por outro lado, áreas de cume de morros tem maior divergência (áreas em tom de vermelho), como à direita e acima do ponto D. A região onde se encontra o ponto A é homogênea quanto ao CI, com valor nulo, por corresponder a uma imensa área plana que é a superfície de um lago – no caso, parte do lago formado pela usina hidrelétrica Luiz Carlos Barreto de Carvalho, também conhecida por Estreito.

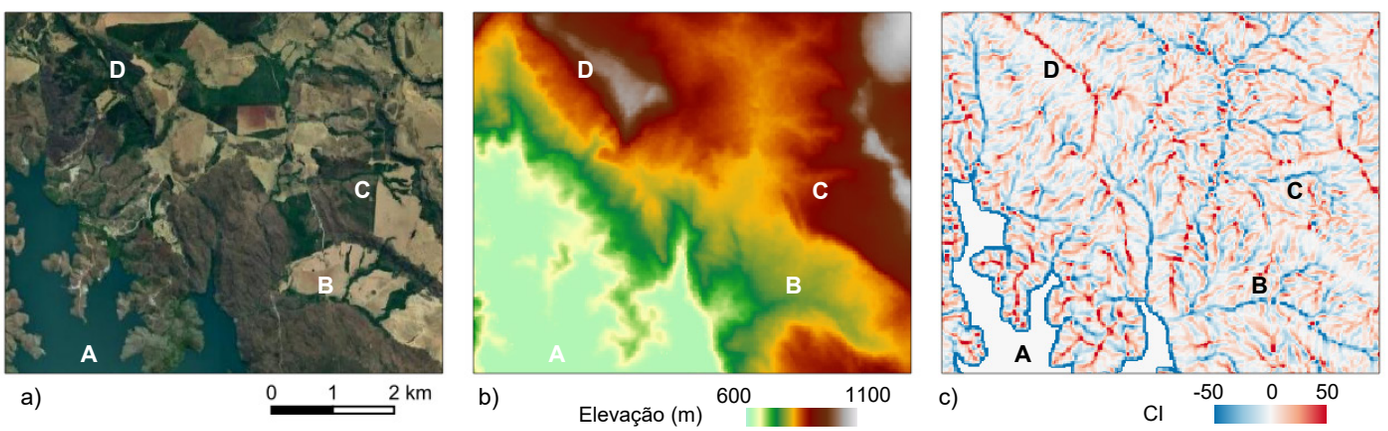


Figura 12.4 - a) Imagem de satélite do Google Earth para uma área do município de Sacramento (MG); b) MDE do SRTM 30; c) CI calculado a partir desse MDE considerando janela 3x3 e valores escalonados para intervalo de -100 a 100, mas escala de cores saturada para limites -50 e 50 para maior contraste e visualização dos padrões espaciais.

12.2 Índice de umidade topográfica (TWI)

Basicamente, o índice topográfico de umidade, conhecido em inglês por Topographic Wetness Index (TWI), descreve a tendência ou potencial de um ponto do terreno de acumular água e é considerado o índice topográfico de maior uso em estudos hidrológicos (Mattivi et al., 2019). A ideia inicial presente no índice TWI foi concebida por Beven e Kirkby (1979), associada à proposta do modelo hidrológico TOPMODEL e assumindo-se a condição de estado permanente (não variável no tempo) da taxa de precipitação e a condição espacialmente uniforme para a precipitação e a infiltração no solo.

De forma menos usual, esse índice também é referido por outros termos, como Compound Topographic Index (CTI; por exemplo, em Dindaroglu et al., 2023, e Thompson et al., 2001), Topographic Convergence Index (TCI; por exemplo, em Das et al., 2015), Topographic Index (TI; Wilson e Gallant, 2000) e Soil Wetness Index (SWI; por exemplo, em Murphy et al., 2009). A nomenclatura TWI é mais usada e recomendada, por ser mais facilmente associada ao índice em questão e por evitar confusão com outros índices.

O conceito principal do TWI é um balanço de massa, relacionando para um dado ponto do terreno duas tendências contrastantes entre si: (i) a tendência desse ponto de receber água e (ii) a tendência desse ponto em drenar água, ou seja, de que a força gravitacional mova a água para jusante.

A tendência do ponto em receber água é representada pela sua área de drenagem (A), isto é, o total de áreas a montante que contribuem com escoamento para aquele ponto. A tendência do ponto em drenar água é representada por dois fatores: a largura do fluxo (L) e a declividade local (β). Considerando a divisão de A por L como a área de drenagem específica (α), também referida por área de contribuição por unidade de largura do fluxo, a expressão para o cálculo de TWI é conforme a Equação 12.2, tendo o TWI um valor adimensional.

$$TWI_P = ln\left(\frac{\alpha}{tan\beta}\right) \quad \text{(Eq. 12.2)}$$

Onde TWI_p é o índice de umidade topográfica no ponto P.

Em função da sua formulação, compreende-se que valores elevados de TWI, isto é, áreas mais propensas à saturação do solo, podem ser tanto resultantes de grandes áreas de drenagem como devido a declividades muito reduzidas. Analogamente, valores reduzidos de TWI correspondem a áreas de menor propensão à saturação do solo segundo esse índice, as quais podem ser originadas tanto por ter pequenas áreas de contribuição quanto por apresentar declividades acentuadas.

O TWI também pode ser visto como um índice topográfico que representa a propensão de escoamento subsuperficial se acumular em um ponto do terreno e, dessa forma, aumentar a umidade do solo e a frequência de ocorrência de condições de saturação (Meles et al., 2020). Ao aplicar o TWI para todos os pontos do terreno, tem-se uma informação espacial que está relacionada à distribuição de água no solo.

Estudos tem obtido correlação entre a distribuição real de umidade do solo e o TWI, principalmente em bacias pequenas. Em função dessa relação e considerando que a exposição prolongada à água influencia as propriedades do solo, o TWI também tem sido relacionado a características do solo como conteúdo de matéria orgânica, areia e silte, profundidade, textura e disponibilidade de nutrientes.

Há limitações na associação entre umidade do solo e TWI, devido ao índice não capturar na sua formulação o efeito de variações sazonais e de outras variáveis não relacionadas diretamente à topografia, mas que influenciam a umidade do solo, como características do solo, cobertura e uso da terra, radiação solar, características da vegetação e evapotranspiração (Mattivi et al., 2019; Raduła et al., 2018).

Pela relação entre o TWI e a distribuição espacial de água no solo, esse índice tem tido aplicações também para investigar de forma mais ampla e espacialmente os processos hidrológicos em uma bacia hidrográfica e em estudos de natureza biológica ou ecológica. Nesse segundo caso, estudos relacionaram o índice a padrões de vegetação, riqueza e composição de espécies, produtividade primária líquida, biomassa de florestas, entre outras variáveis.

Para a determinação do TWI, a informação bruta necessária é a topografia, comumente representada na forma do MDE. Contudo, o cálculo em si do TWI envolve variáveis que são derivadas do MDE, e não os valores de elevação em si, como visto na Equação 12.2: área de drenagem, largura do fluxo e declividade local.

A maioria dos softwares dispõe de comando específico para calcular o TWI. Porém, os seguintes procedimentos e considerações podem ser adotados para a determinação do índice TWI a partir do MDE, envolvendo operações que costumam ser disponíveis nos softwares de SIG:

i) Remoção das depressões do MDE, como visto no Capítulo 6;

ii) Determinação das direções de fluxo, a partir do MDE sem depressões, o que está detalhado também no Capítulo 6;

iii) Cálculo das áreas acumuladas de drenagem. Para cada pixel da área de interesse, a área de drenagem equivale ao tamanho da bacia hidrográfica que contribui a esse pixel (Figura 12.5-a), como detalhado no Capítulo 7. A determinação dos valores de área de drenagem para todos os pixels é uma operação resultante do processamento do MDE, que vem na sequência a partir das direções de fluxo. Entretanto, a depender do software, o dado de entrada pode não ser o raster de direções de fluxo, mas o MDE sem depressões ou até o MDE original, antes da remoção das depressões. Internamente, o software efetua a sequência esperada de processamento, removendo as depressões do terreno, determinando as direções de fluxo e só então calculando as áreas acumuladas de drenagem. Se o software utilizado calcular as áreas acumuladas em quantidade de pixels, deve-se multiplicar esse raster pela área superficial de um pixel em m^2 a fim de gerar um novo raster de áreas acumuladas em m^2.

iv) Uma abordagem para a largura do fluxo L é assumir dois possíveis valores em função da direção de fluxo de cada pixel em análise. Nessa abordagem, L tem valor igual ao tamanho do pixel quando a direção de fluxo desse pixel é ortogonal (o pixel drena para um de seus vizinhos superior, inferior, direito ou esquerdo). Quando o pixel tem direção de fluxo diagonal, o valor de L é considerado igual a $\sqrt{2}$ vezes o tamanho do pixel (como visto no Capítulo 6, Figura 6.6). Outra abordagem para a definição de L adotada por alguns autores é assumir um valor constante igual ao tamanho do pixel, ou seja, não diferenciar em função do fluxo a jusante ser ortogonal ou diagonal. Seja por uma ou outra abordagem, a divisão do raster de áreas acumuladas de drenagem (em m^2) pelo valor correspondente de L em cada pixel (tomado em metros) resulta no raster de áreas específicas de drenagem.

v) A variável declividade local para um determinado pixel é obtida mais comumente como a declividade média nas duas direções (horizontal e vertical), calculada em função das elevações dos quatro vizinhos ortogonais (vizinho superior, inferior, direito e esquerdo; Figura 12.5-b), como detalhado no Capítulo 5. Essa declividade é geralmente obtida em percentual ou em graus, sendo a segunda opção necessária para

o cálculo do TWI. Entretanto, o usuário deve checar no software utilizado se o argumento de entrada da função tangente é o ângulo em graus ou em radianos. A maior parte dos softwares requer ângulos em radianos para o cálculo de funções trigonométricas como a tangente. Nesse caso, a declividade obtida em graus deve ser convertida para radianos, pela multiplicação por π (3,1415...) e divisão por 180, para entrada no cálculo do TWI pela Equação 12.2.

vi) Como última etapa, faz-se a operação matemática envolvendo a função logarítmica aplicada ao resultado do quociente entre o raster de áreas específicas de drenagem e o raster da tangente da declividade local. Com esse processamento, tem-se o raster do índice TWI, onde cada pixel tem como atributo o valor desse índice.

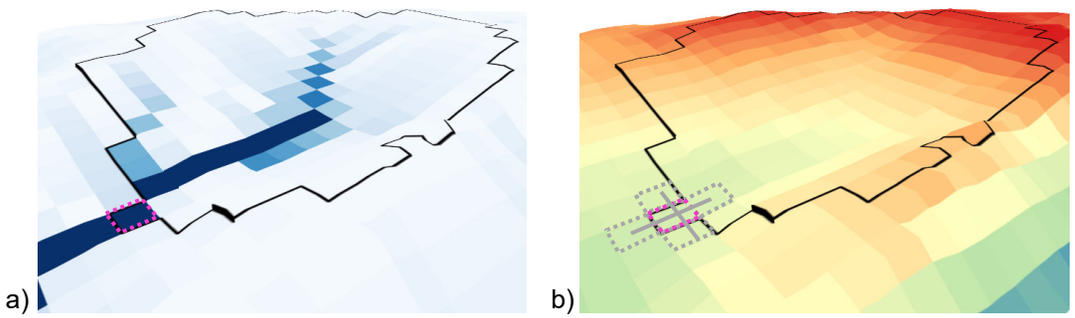


Figura 12.5 - a) Visualização 3D do MDE com superposição de áreas acumuladas de drenagem e delimitação da área contribuinte ao pixel destacado em rosa; b) Visualização 3D do MDE com indicação dos quatro pixels vizinhos ortogonais (em borda cinza) ao pixel destacado em rosa, cujas elevações são usadas para a determinação da declividade local nesse pixel em rosa.

Como exemplo para um estudo de caso real, o índice TWI obtido para parte da área do município de Delfinópolis, no sudoeste do estado de Minas Gerais, é ilustrado na Figura 12.6. Mostra-se, também, a informação topográfica de origem (MDE do SRTM 30) e os produtos intermediários necessários ao TWI, que são a declividade local e as áreas acumuladas de drenagem.

No exemplo em questão, percebe-se como as declividades são mais acentuadas nas encostas de morros (pontos A e B, por exemplo) e mais planas nas áreas por onde convergem os fluxos (pontos C e D, por exemplo), com maiores áreas acumuladas de drenagem. As encostas são as regiões de menor tendência à acumulação de água e, portanto, menores valores de TWI.

Os maiores valores desse índice estão fortemente relacionados ao padrão espacial dos caminhos de fluxo preferenciais representados no raster de áreas acumuladas de drenagem. A compreensão dos padrões espaciais e do efeito da variação topográfica sobre as variáveis intermediárias (declividade e áreas de drenagem) e sobre o produto final TWI é ressaltada na visualização 3D mostrada na Figura 12.7, na qual se identificam os mesmos pontos A, B, C e D da figura anterior.

Uma desvantagem do TWI é sua dependência com a resolução espacial do MDE, isto é, a variação da resolução do MDE utilizado para derivar o TWI influencia os resultados e os padrões espaciais encontrados, como reportam diversos estudos. Trabalho interessante que investiga essa influência é o estudo de Riihimäki et al. (2021).

Para compreender em mais profundidade as diferentes alternativas metodológicas para a determinação das variáveis necessárias ao cálculo do TWI e o impacto dessa escolha sobre os valores desse índice, o leitor é convidado a visitar os trabalhos de Kopecký et al. (2021), Kopecký e Čížková (2010), Mattivi et al. (2019) e Sørensen et al. (2006).

Por exemplo, Kopecký e Čížková (2010) apontam que a determinação do TWI com a abordagem de direções de fluxo múltiplas é recomendada para fins de aplicações na ecologia. O estudo de Lanni et al. (2011) avalia variantes do TWI considerando área acumulada de drenagem variável no tempo e suavizada pela média da vizinhança 3x3 ao redor do pixel.

Por fim, para uma discussão e aprofundamento das limitações de alcance da aplicação do índice TWI para avaliação relativa de áreas de saturação do solo, as leituras recomendadas são os trabalhos de Meles et al. (2020) e Murphy et al. (2009).

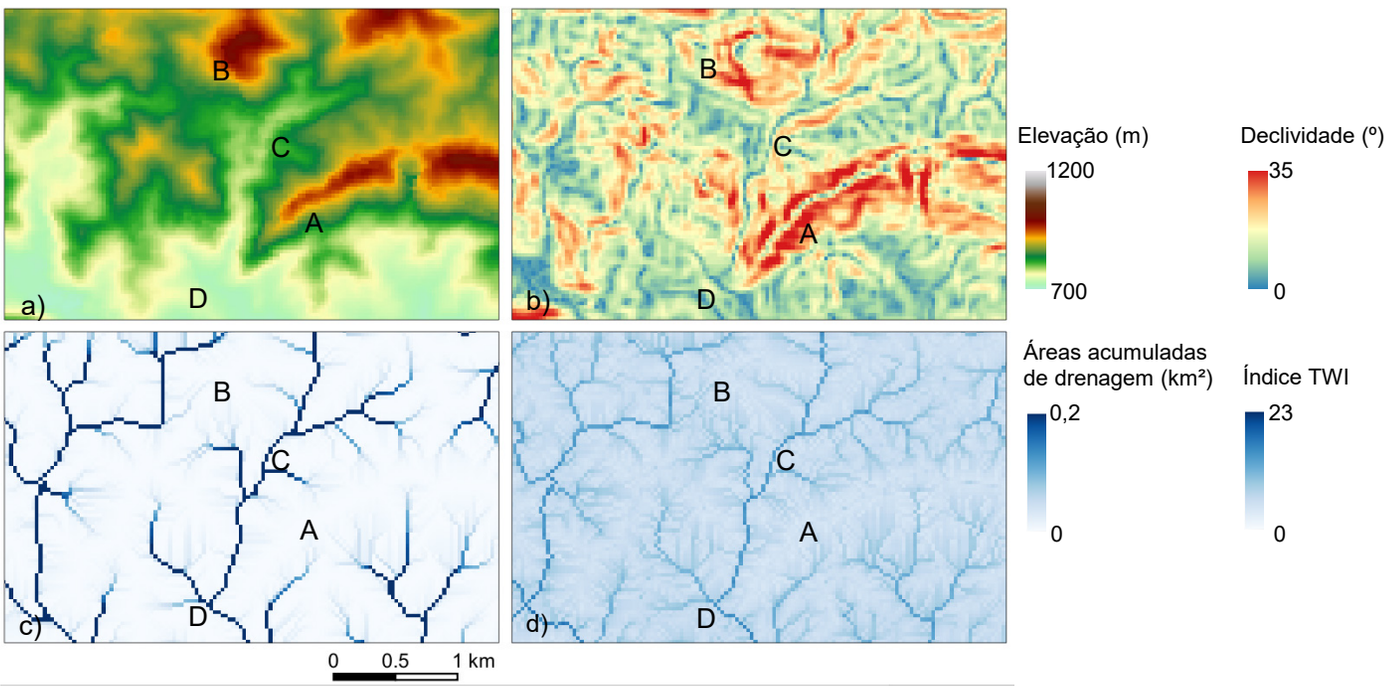


Figura 12.6 - a) MDE do SRTM 30 para parte da área do município de Delfinópolis (MG); b) Declividade local; c) Áreas acumuladas de drenagem; d) Índice TWI.

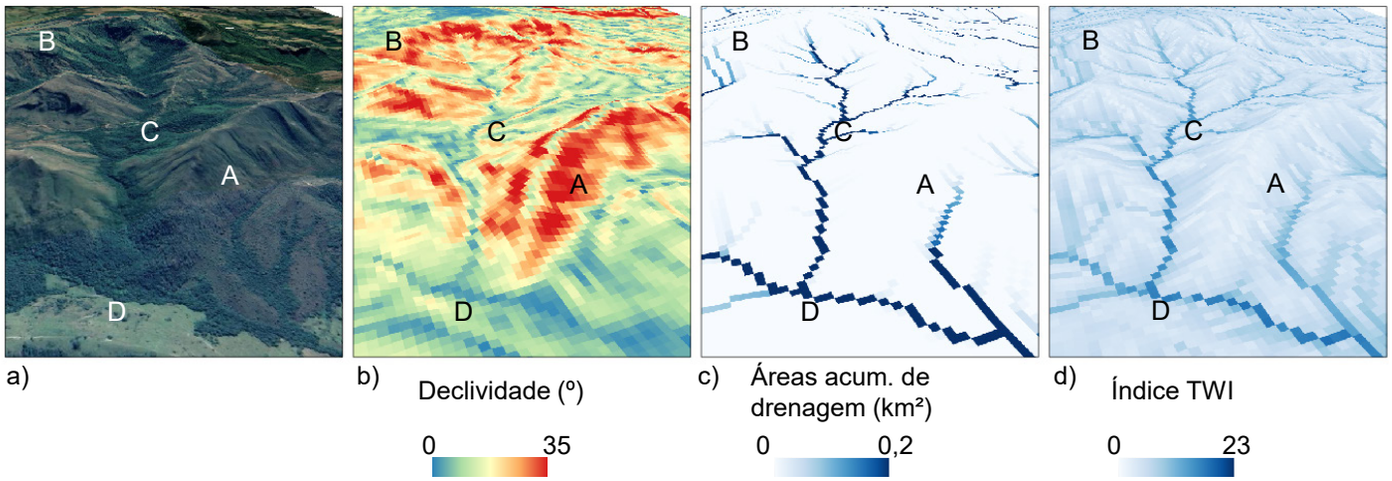


Figura 12.7 - Visualização 3D de parte da área mostrada na Figura 12.6, com superposição de imagem de satélite do Google Earth (a), raster de declividade local (b), raster de áreas acumuladas de drenagem (c), e índice TWI (d); os pontos A, B, C e D indicados na figura são os mesmos indicados na figura anterior.

12.3 Depth-to-water index (DTW)

O índice topográfico Depth-to-water (DTW) foi proposto visando contornar limitações do índice topográfico de umidade TWI. Estudos apontam que o DTW tem a vantagem de não ser tão influenciado pela resolução espacial na estimativa de padrões espaciais de umidade do solo como ocorre com o TWI (Ågren et al., 2014).

O DTW de um dado ponto da superfície é computado em relação ao pixel da rede de drenagem identificado como mais possivelmente conectado a ele do ponto de vista hidrológico, considerando para isso a busca no sentido da mínima declividade acumulada, desde o pixel até a rede de drenagem (Murphy et al., 2009). Esse índice considera o efeito tanto da distância horizontal quanto da distância vertical de cada pixel da superfície até a rede de drenagem (Oltean et al., 2016).

Para cada pixel da superfície, identifica-se o caminho desde esse pixel até algum ponto da rede de drenagem que proporcione a menor acumulação de declividade ponderada pela distância. Para um dado pixel da superfície, existem inúmeros caminhos possíveis até a rede de drenagem, segundo diferentes caminhamentos pixel a pixel considerando como possíveis tanto passos ortogonais (de um pixel para um dos quatro vizinhos superior, inferior, à esquerda ou à direita) quanto passos diagonais (de um pixel para um dos quatro vizinhos diagonais da janela 3x3).

Para cada uma dessas alternativas de caminho do pixel em análise até algum ponto da rede de drenagem, pode-se calcular e associar o valor referente à acumulação de declividades ponderada pela distância incremental percorrida. Isto é, ao longo do percurso, a cada passo incremental de um pixel ao outro acumula-se o valor da declividade entre eles, mas ponderada por um fator (chamado de 'a'). Cada passo ortogonal tem a declividade multiplicada pelo fator 'a' com valor 1 e cada passo diagonal tem a declividade multiplicada por 'a' com valor $\sqrt{2}$. Isso permite distinguir vizinhos diagonais de vizinhos ortogonais em função da maior distância relativa entre os primeiros.

Dentre todos esses caminhamentos possíveis desde o pixel a algum ponto da rede de drenagem, é possível identificar o caminho que proporciona a mínima acumulação. O índice DTW para esse pixel é calculado como sendo o valor dessa acumulação multiplicado pelo tamanho do pixel, com unidade em metros (Equação 12.3)

$$DTW_P = \left[\sum \frac{dz_i}{dx_i} a\right] \cdot \Delta x \qquad \text{(Eq. 12.3)}$$

Onde DTW_p é o índice depth-to-water no ponto P, dz_i/dx_i é a declividade em um passo incremental de caminho de fluxo desde P até o curso d'água, a é um fator multiplicador e Δx é a resolução espacial do MDE.

O valor de DTW é assumido zero para os pixels pertencentes à rede de drenagem e apresenta a tendência de aumentar à medida que se distancia da rede, em função do aumento tanto da distância quanto da declividade acumulada. Ou seja, o valor de DTW é inversamente proporcional à tendência de umidade do solo: valores menores de DTW são relacionados a maior umidade do solo e, quanto maior o DTW, menor propensão à umidade do solo.

Pela formulação concebida, o DTW aumenta mais rapidamente em terrenos mais íngremes e aumenta mais lentamente em terrenos mais planos (Murphy et al., 2009), indicando que a umidade do solo tende a diminuir mais rapidamente com o aumento de elevação mais abrupto à medida que se distancia dos corpos d´água.

Estudos tem adotado um limiar de valor para o DTW para distinguir o resultado em duas classes: áreas de solo úmido (DTW inferior ao limiar) e áreas de solo seco (DTW superior ao limiar). Mas esse limiar é variável para cada situação, principalmente devido às características locais de solo, topografia e condições climáticas (Mohtashami et al., 2022).

Em função de ser um indicador de áreas com maior propensão à umidade do solo, o DTW tem tido aplicações diversas na literatura, como as listadas por Mohtashami et al. (2022), por exemplo: planejamento de operações de corte em áreas de silvicultura; criação de modelos de trafegabilidade de solos; identificação de locais para instalação de travessias de riachos; planejamento de ações de manejo agrícola, como a aplicação de fertilizantes.

Com a proposta do índice DTW, intenciona-se relacionar cada pixel ao pixel da rede de drenagem ao qual haveria grande chance dele estar conectado hidrologicamente (Murphy et al., 2009). Entretanto, a rigor, o caminho de mínima acumulação de declividades ponderadas pela distância incremental não necessariamente leva ao pixel da rede de drenagem ao qual ele se conecta hidrologicamente. Essa conexão hidrológica poderia ser identificada de forma distinta se fossem seguidas as direções de fluxo a jusante do pixel até alcançar a rede de drenagem. A determinação das direções de fluxo tem como uma das regras principais a maior declividade de um pixel em relação aos seus vizinhos, porém outros condicionantes existem principalmente no caso de ocorrência de vizinhos que proporcionam mesma declividade ou no caso de áreas planas, como visto no Capítulo 6. A ocorrência dessas situações e a forma como são tratadas podem fazer diferir o caminho dado pela mínima acumulação de declividades com o caminho estabelecido pelas direções de fluxo.

Operacionalmente, uma forma de obter o índice DTW é usar ferramentas de caminho de mínimo custo. Como dados de entrada, precisa-se do raster de declividade local e a rede de drenagem. O raster de declividade é obtido do processamento do MDE, conforme descrição no Capítulo 5. Deve-se atentar para a unidade requerida pelo procedimento de caminho de mínimo custo – se isso requer as declividades em graus ou radianos, por exemplo. A rede de drenagem também é derivada do MDE, como descrito no Capítulo 7. Ressalta-se a necessidade de definição do início da rede de drenagem de forma coerente, já que há total dependência do resultado do DTW em função de onde começam os rios e da densidade de rios na área de estudo, como ilustrado nos resultados de Mohtashami et al. (2022).

Na análise de mínimo custo, considera-se que a rede de drenagem é a meta ou o alvo a ser alcançado, partindo-se de cada ponto do terreno, e que a superfície de declividades do terreno representa a dificuldade a ser vencida, ou seja, o custo. Há infinitos caminhos a serem seguidos desde um ponto do terreno até algum ponto da rede de drenagem. Cada caminho configurado pelo traçado realizado e pelo ponto de destino alcançado apresenta um custo acumulado, em termos da acumulação de declividades, ou seja, considerando a distância percorrida sobre a superfície de declividades. Ferramentas de caminho de mínimo custo conseguem identificar qual ponto da rede de drenagem e qual caminho até ele representa o menor custo acumulado, para cada ponto do terreno. Nesse caso, o valor desse custo acumulado corresponde ao índice DTW.

O raster do índice topográfico DTW obtido para uma área entre os municípios de Franca e Patrocínio Paulista (SP), a partir do MDE do SRTM 30, é mostrado na Figura 12.8. Como apontam alguns estudos, o uso de MDE de resolução espacial mais fina, como provenientes de levantamento LiDAR com resolução de 1 ou 2 m, é recomendado, para melhor identificar os padrões espaciais de estimativa do DTW. Porém, o exemplo da Figura 12.8 permite compreender o conceito do DTW e identificar o tipo de resultado geral que se obtém.

No exemplo em questão, o padrão espacial de DTW é claramente vinculado ao traçado da rede de drenagem, partindo de zero exatamente por onde passa a rede e aumentando o valor desse índice à medida que se distancia dos rios. Em áreas com gradiente topográfico mais acentuado, há maior acumulação de declividades, resultando nos maiores valores de DTW, como no ponto A. Os pontos B e C ilustram regiões de praticamente mesma distância e configuração em relação à rede de drenagem, por estarem entre traçados de rios de forma aproximadamente equidistante. Entretanto, tem-se padrões de DTW muito distintos entre si nos pontos B e C, em função do padrão espacial de declividades: no ponto C, predominam declividades mais suaves, resultando em valores de DTW inferiores aos obtidos no entorno de B, que apresenta declividades mais acentuadas.

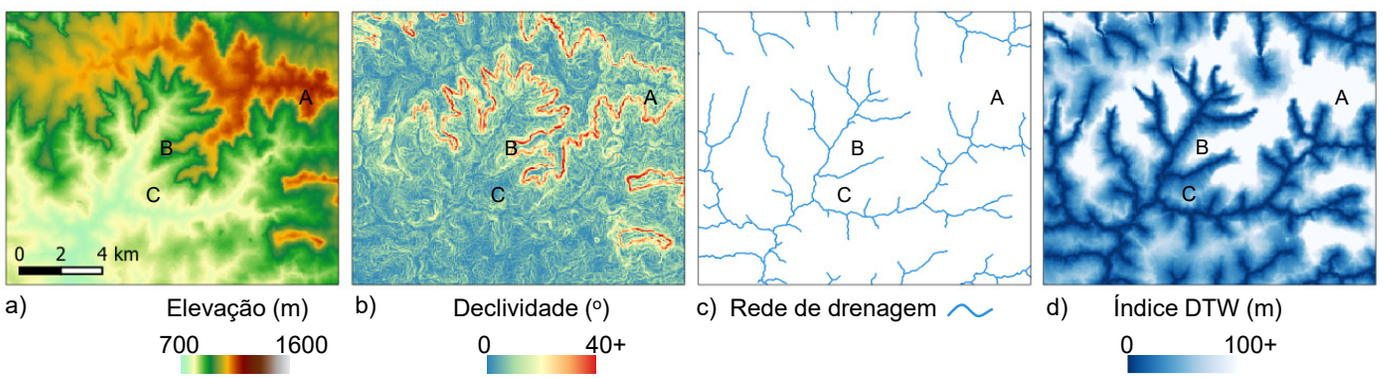


Figura 12.8 - a) MDE do SRTM 30 de área entre os municípios de Franca e Patrocínio Paulista (SP); b) Declividade local; c) Rede de drenagem; d) Índice topográfico DTW.

12.4 Wetness index based on landscape position and topography (WILT)

Assim, como o índice DTW visto no item anterior, o índice Wetness Index based on Landscape position and Topography (WILT) surgiu motivado por limitações do índice TWI. Meles et al. (2020) propuseram uma modificação no TWI para melhorar a predição de umidade relativa em bacias hidrográficas nas quais há maior contribuição do escoamento subterrâneo, declividades moderadas e grande condutividade hidráulica subsuperficial. Nessas áreas, corpos d'água superficiais como rios, lagos e até áreas úmidas (wetlands) marcam posições relativamente contínuas do lençol freático, de forma que o solo é em geral mais úmido próximo a esses corpos d'água e mais secos nas demais áreas (Meles et al., 2020).

A convergência topográfica representada no TWI pelas áreas acumuladas de drenagem e pela declividade local também atua no sentido de favorecer a saturação do solo, mas agora a ideia de Meles et al. (2020) foi combinar esse fator com o distanciamento ao lençol freático. Esses autores propuseram modificar a formulação original do índice TWI para incorporar duas variáveis que relacionam a posição do ponto em análise relativamente aos corpos d'água e ao lençol freático (Equação 12.4).

Uma das variáveis é ΔC, que representa a distância horizontal (distância euclidiana, em linha reta) do ponto em análise em relação ao corpo d'água mais próximo. A outra variável é ΔL, que representa a distância vertical do ponto em relação ao lençol freático. No cálculo do WILT é considerada a área de contribuição propriamente e não o valor dessa grandeza dividido pela largura de fluxo, como ocorre para o índice TWI.

$$WILT_P = ln\left(\frac{A}{\Delta C \cdot \Delta L \cdot tan\beta}\right) \quad \text{(Eq. 12.4)}$$

Onde $WILT_p$ é o índice WILT no ponto P, A é área de contribuição em P e β é a declividade local em P.

Segundo a proposta do índice WILT, a umidade do solo é inversamente proporcional a ΔC e a ΔL, ou seja, quanto maior a distância horizontal de um ponto até o curso d'água mais próximo ou quanto maior a distância vertical até o lençol freático, menor é a propensão à umidade do solo. Analogamente, quanto mais próximo de um corpo d'água ou mais próximo do lençol freático, maior a tendência de umidade de solo.

O esquema indicado na Figura 12.9-a, baseado em Meles et al. (2020), ilustra o cômputo das distâncias ΔC e ΔL para dois pontos (P_1 e P_2) ao longo de uma seção topográfica transversal que inclui um rio e na qual se explicita a posição do lençol freático. Pelo índice WILT, o ponto P_1 tem tendência à maior umidade do solo pela maior proximidade ao curso d'água e maior proximidade ao lençol freático do que o ponto P_2. Se o ponto P_1 estiver situado ao longo de um caminho de fluxo principal, ele também tem grande área acumulada de drenagem, o que também contribui para uma maior umidade do solo segundo o WILT.

Entretanto, pontos na região de P_1 e com pequena área de contribuição ainda tem umidade do solo elevada de acordo com a estimativa do índice WILT, em função da proximidade ao curso d'água e ao lençol freático. No sentido inverso, pontos no entorno de P_2 que apresentem grande área acumulada de drenagem tendem a ter umidade do solo relativamente baixa segundo o WILT, pelo maior distanciamento tanto ao curso d'água quanto ao lençol freático.

Na indisponibilidade de dados da altura ou profundidade do lençol freático, a distância vertical ΔL da formulação do índice WILT pode ser adaptada para se referir ao desnível de elevação de cada ponto em análise relativamente ao curso d'água mais próximo (Figura 12.9-b; Meles et al., 2020).

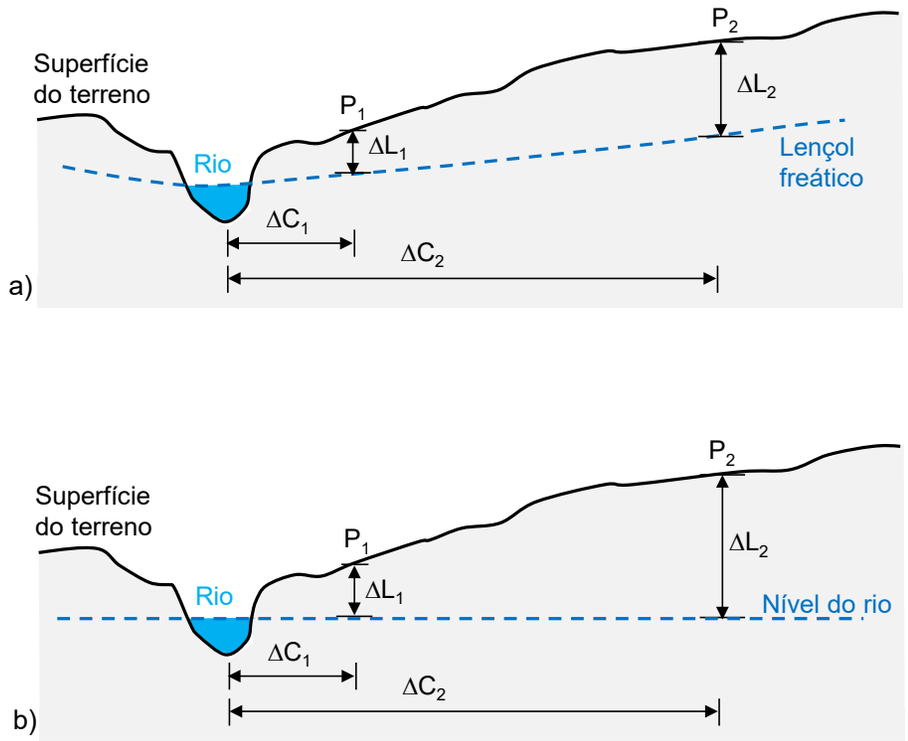


Figura 12.9 - a) Esquema ilustrativo das distâncias de dois pontos (P_1 e P_2) ao curso d'água mais próximo (ΔC_1 e ΔC_2) e ao lençol freático (ΔL_1 e ΔL_2), para o cálculo do índice topográfico WILT; b) Adaptação do cálculo de ΔL_1 e ΔL_2 tendo como referencial o nível d'água no curso d'água, quando da indisponibilidade de dados da altura do lençol freático (fonte: baseado em Meles et al., 2020).

A determinação do índice WILT para cada pixel de um MDE pode ser realizada via um conjunto de operações de geoprocessamento que são usualmente disponibilizadas nos softwares de SIG, da seguinte forma:

i) A partir do MDE, faz-se a operação de remoção de depressões (conforme Capítulo 6);

ii) O MDE sem depressões é processado para determinar as direções de fluxo, como descrito no Capítulo 6 e seguindo comandos específicos em softwares;

iii) Determina-se o raster de áreas acumuladas de drenagem, em unidades de m², em função das direções de fluxo (vide Capítulo 7);

iv) Do MDE, calcula-se a declividade local para cada pixel, em função das elevações dos quatro vizinhos ortogonais a ele (conforme Capítulo 5);

v) Para a determinação das distâncias ΔC, precisa-se de uma camada de informações referente à localização e traçado dos cursos d'água. Pode-se utilizar dados obtidos de alguma fonte confiável, como portais governamentais de bases de dados geográficos, ou extrair a rede de drenagem a partir do processamento do MDE, como visto no Capítulo 7. No primeiro caso, a preocupação principal é que essa base de dados seja representativa da realidade dos cursos d'água da região e coerente com as informações topográficas presentes no MDE. No segundo caso, há duas preocupações principais: que a definição do início dos

rios seja realizada de forma realística, compatível e coerente com informações de campo ou levantadas de imagens de satélite; que a rede de drenagem incorpore a localização e extensão de lagos existentes na região;

vi) A partir da definição da rede de drenagem, emprega-se um operador de distâncias para computar a distância euclidiana (em linha reta) de cada pixel até o ponto mais próximo da rede de drenagem (como visto no Capítulo 10);

vii) Para as distâncias verticais ΔL, há dois caminhos principais de obtenção em função da informação disponível:

a. Caso existam dados de profundidade do lençol freático em pontos irregulares ao longo da área de interesse, esses dados podem ser interpolados para gerar uma superfície, na forma de um raster com mesma resolução espacial e abrangência geográfica do MDE. Nesse caso, o cálculo de ΔL para cada pixel ocorre pela subtração direta do MDE por esse raster de profundidades do lençol freático;

b. O segundo caso é quando não existem informações do lençol freático e se decide pela simplificação de computar distâncias verticais relativamente à elevação do curso d'água mais próximo (situação ilustrada na Figura 12.9-b). A operação envolve identificar para cada pixel da superfície qual o ponto da rede de drenagem mais próximo em linha reta e depois calcular a diferença de elevação entre o pixel da superfície e esse pixel mais próximo da rede de drenagem. Alguns softwares apresentam funções específicas para essas operações. Alternativamente, um algoritmo computacional poderia ser desenvolvido em linguagem de programação, tendo os rasters da rede de drenagem e do MDE como entrada.

viii) A etapa final consiste em realizar a operação matemática envolvendo os quatro rasters obtidos nas etapas anteriores (áreas acumuladas de drenagem, distâncias horizontais aos cursos d'água, distâncias verticais ao lençol freático, declividade local), segundo a expressão matemática da Equação 12.4. O resultado é um raster cujo atributo é o valor do índice WILT em cada pixel.

Um exemplo do índice WILT calculado para uma área no sudeste do Brasil é mostrado na Figura 12.10. O MDE do SRTM 30, usado na determinação do índice, e os produtos intermediários necessários ao WILT e obtidos do processamento desse MDE são também mostrados, para melhor compreensão do padrão espacial dos resultados. O valor do WILT variou de -8 a 15.

Valores negativos correspondem à situação em que o argumento do logaritmo é inferior a 1, ou seja, quando a área de drenagem A é inferior ao produto entre ΔL, ΔC e tan β. Isso ocorre, por exemplo, na área abaixo da letra A indicada na figura mencionada, a qual corresponde a uma região de cabeceira, com reduzida área de drenagem e grandes declividade, distância e elevação em relação à rede de drenagem. A área a sudeste da letra B está situada próxima a fluxos principais de água, mas com reduzida área de drenagem e grandes declividade e elevação relativa à rede de drenagem, o que também resultou em WILT negativo. Nos pixels representativos da rede de drenagem, como ao lado esquerdo da letra B, o valor de ΔC é zero e, portanto, há uma indeterminação matemática no cálculo de WILT.

O padrão espacial do WILT é fortemente influenciado pelo padrão espacial das áreas acumuladas de drenagem, por dois motivos. O primeiro é óbvio, por incluir diretamente essa informação no cálculo. O segundo motivo é porque as distâncias e a elevação relativas à rede de drenagem têm, por definição, padrão espacial condicionado pelo posicionamento e traçado da rede de drenagem. Porém, percebem-se áreas de acumulação de fluxo que não correspondem à formação da rede de drenagem propriamente e que aparecem claramente nos resultados do WILT. Um exemplo desse caso são as áreas próximas às letras C e D, onde existem acumulações de fluxo sem trechos de rede de drenagem correspondentes.

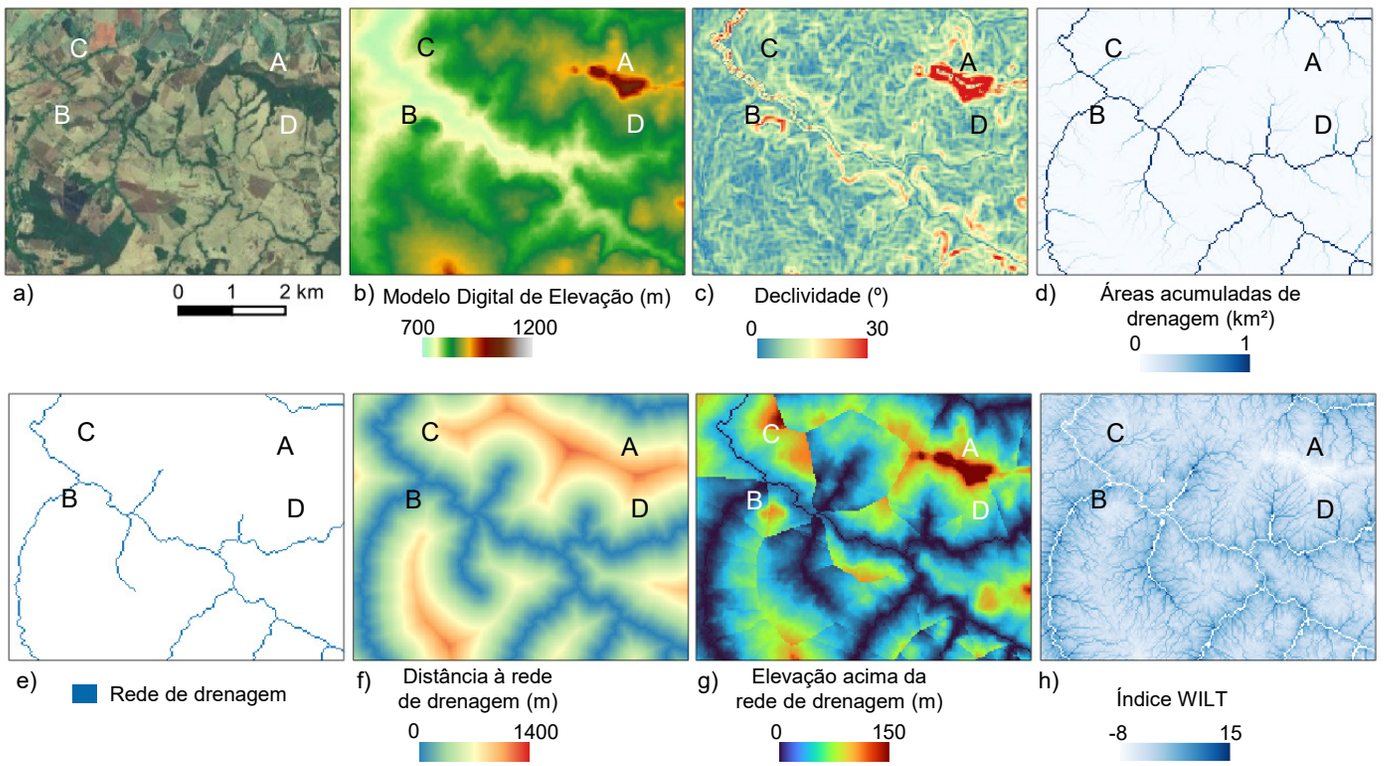


Figura 12.10 - a) Imagem de satélite do Google Earth de uma área entre os municípios de Cristal Paulista (SP) e Claraval (MG); b) MDE do SRTM 30; c) Declividade local; d) Áreas acumuladas de drenagem; e) Rede de drenagem; f) Distância euclidiana à rede de drenagem; g) Elevação acima da rede de drenagem; h) Índice topográfico WILT.

12.5 Stream Power Index (SPI)

O Stream Power Index (SPI) é um índice topográfico que funciona como uma medida do poder erosivo do fluxo de água (Moore et al., 1988), ou seja, como uma medida da energia disponível para que o escoamento superficial provoque a erosão do solo e o transporte de partículas (Moore e Nieber, 1989). De forma geral, a medida que a água segue para jusante, a energia potencial é gradualmente convertida em energia cinética, sendo parte dela responsável por causar erosão e transporte de sedimentos.

O índice SPI advém do conceito de stream power ou potência fluvial (ω; Equação 12.5) de um curso d'água, compreendido como a capacidade do curso d'água de modificar a geomorfologia, a partir da ação conjunta do gradiente hidráulico e vazão (Bizzi e Lerner, 2015). O SPI é diretamente proporcional a ω (Burrough e McDonnell, 1998). Para o aprofundamento sobre esse conceito de potência fluvial, sugere-se ao leitor os trabalhos de Howard (1994) e Lague (2014), ou de Peifer et al. (2022) para uma leitura em português.

$$\omega = \rho \cdot g \cdot q \cdot tan\beta \quad \text{(Eq. 12.5)}$$

Onde ρ é a densidade da água, g é a aceleração da gravidade, q é a vazão de escoamento superficial por unidade de largura e β é a declividade local.

A formulação original do índice SPI é conforme a Equação 12.6, dada pela multiplicação da área de drenagem específica pela tangente da declividade local. Assume-se que a vazão é proporcional à área de drenagem específica. Alguns trabalhos consideram a aplicação do logaritmo natural ao produto indicado na Equação 12.6, resultando na Equação 12.7 para o cálculo do SPI (por exemplo, Galzki et al., 2011). Trata-se de uma transformação na escala de valores do índice. A versão original sem a função logarítmica é a mais comumente adotada na literatura.

$$SPI_P = \propto \cdot tan\beta \quad \text{(Eq. 12.6)}$$

$$SPI_P = ln(\propto \cdot tan\beta) \quad \text{(Eq. 12.7)}$$

Onde SPI_p é o stream power index no ponto P, α é a área de drenagem específica em P e β é a declividade local em P.

As variáveis envolvidas no cálculo do SPI são as mesmas variáveis usadas para o cálculo do índice TWI, como discutido no item 12.2, mas organizadas sob uma formulação matemática diferente. A área de drenagem específica se refere à área acumulada de drenagem, ou a área contribuinte a montante do ponto sob análise, dividida pela largura de fluxo. A declividade local, em geral, é tomada como a declividade média nas duas direções (horizontal e vertical), calculada em função das elevações dos quatro vizinhos ortogonais (vizinho superior, inferior, direito e esquerdo), conforme apresentado no Capítulo 5.

O índice SPI distingue áreas com comportamentos distintos em termos de erosão (Wilson e Gallant, 2000): i) estima que ocorre erosão líquida em áreas que combinam convexidade quanto à curvatura do perfil e concavidade em termos da curvatura do plano, as quais configuram aceleração de fluxo e zonas de convergência; ii) estima que ocorre a deposição líquida de sedimentos em áreas de concavidade em termos de curvatura do perfil, já que são zonas de velocidade de fluxo decrescente.

Quanto maior o valor do SPI, maior vulnerabilidade à erosão. Com o aumento da área acumulada de drenagem e com o aumento da declividade, ocorre tanto o aumento do volume de água que vem como contribuição de montante quanto o aumento da velocidade do escoamento – ambos fatores aumentam o valor do SPI e, portanto, o risco de ocorrer erosão. Os maiores valores de SPI se concentram ao longo dos cursos d'água e tendem a diminuir rapidamente a medida que se distancia deles (Moore e Nieber, 1989).

Uma utilidade apontada para o SPI é como um indicador de áreas nas quais poderia haver maior concentração de esforços para ações e práticas de conservação do solo e redução de efeitos erosivos do escoamento superficial (Moore e Nieber, 1989). Por exemplo, Galzki et al. (2011) verificaram a capacidade de identificar ravinas e áreas em processo intenso de erosão a partir da análise do SPI, com a checagem em campo para validação dos resultados.

Operacionalmente, a determinação do SPI a partir de um MDE pode ser realizada diretamente por comando específico disponível em alguns softwares, como o Whiteboxtools GAT e ArcGIS, ou a partir de um conjunto de operações

disponíveis na maioria dos softwares. Nesse segundo caso, são necessárias as mesmas etapas estabelecidas para o cálculo do índice TWI:

i) Remoção das depressões do MDE;

ii) Determinação das direções de fluxo, a partir do MDE sem depressões;

iii) Cálculo das áreas acumuladas de drenagem, em função das direções de fluxo;

iv) Definição da largura de fluxo L e cálculo das áreas de drenagem acumuladas específicas, pela divisão do raster de áreas acumuladas de drenagem pela largura L;

v) Determinação do raster de declividade local;

vi) Realização de operação matemática envolvendo a multiplicação do raster de áreas acumuladas de drenagem específicas pelo raster da tangente da declividade local.

Como exemplo de estudo de caso real, na Figura 12.11 mostra-se o índice SPI determinado a partir do MDE do SRTM 30 para uma área do município de Pedregulho, no estado de São Paulo. Como esperado, o padrão espacial do SPI é bastante influenciado pelo padrão das áreas acumuladas de drenagem, com maior valor do índice ao longo do traçado dos fluxos acumulados, denotando a maior vulnerabilidade à erosão nessas regiões. Dois exemplos dessas áreas são à esquerda de G e acima de H.

A influência da declividade nos resultados de SPI do exemplo em questão também é perceptível. Ao longo da área entre os pontos A, B e C, por exemplo, tem-se as maiores declividades da região, mas reduzidos fluxos acumulados, pois são áreas de início de formação dos fluxos. Mesmo assim, há valores elevados de SPI, ou seja, são áreas mais propensas à erosão. Por outro lado, as áreas acima e abaixo de D e entre E e F não configuram zonas de acumulação de fluxo e tem pequena declividade. Nessas áreas, o SPI tem valores reduzidos, alcançando até muito próximo ao valor mínimo de zero.

Na Figura 12.11, é mostrado também o índice SPI calculado considerando a aplicação do logaritmo, segundo a formulação da Equação 12.7. O padrão espacial obviamente é mantido em relação ao SPI original, porém a função logarítmica ajuda a estreitar a amplitude de valores e com isso a associação de cores da simbologia do raster varre mais completamente desde o mínimo ao máximo valor. No SPI original, os valores vão de próximo a zero até quase 580.000. Para melhor identificar os padrões espaciais, na Figura 12.11-e o valor máximo da simbologia de cores foi saturado em 200. A consequência negativa desse ajuste na escala de cores é não distinguir dentre os valores acima desse limiar.

Ao aplicar a função logarítmica (Figura 12.11-f), o SPI varia na região do exemplo de próximo a -3 até quase 14. Essa pequena amplitude de valores associada à mesma simbologia de cores permite agora a visualização de mais nuances do padrão espacial, incluindo a diferenciação de valores de SPI associados ao maior poder erosivo. Por exemplo, o fluxo acumulado que passa à esquerda de G aparece indissociável do fluxo principal acima de H no SPI original. No SPI com logaritmo, percebe-se como o fluxo principal acima de H tem maior poder erosivo do que a área à esquerda de G.

Com a aplicação do logaritmo nesse exemplo, também se distingue a área entre E e F como de menor vulnerabilidade à erosão do que na região no entorno de D, o que na versão original do SPI não se percebia. A mudança no cálculo do SPI também faz aparecer valores negativos, que são devido ao produto $\alpha \cdot \tan\beta$ com valor inferior a 1. Isso ocorre quando a declividade é muito pequena, inferior a 1.

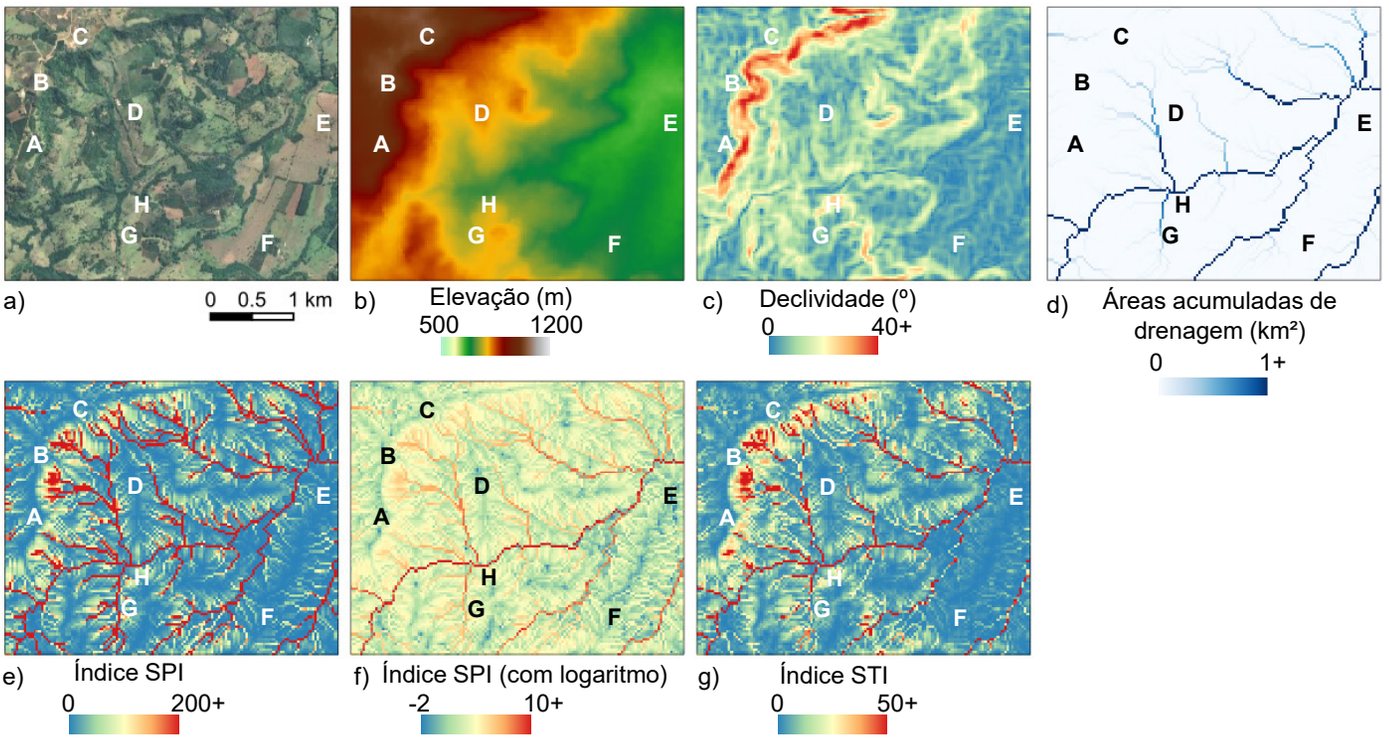


Figura 12.11 - a) Imagem de satélite do Google Earth em área do município de Pedregulho (SP); b) MDE do SRTM 30; c) Declividade local; d) Áreas acumuladas de drenagem; e) Índice topográfico SPI; f) Índice SPI calculado com logaritmo; g) Índice topográfico STI.

12.6 Sediment transport index (STI)

O índice de transporte de sedimentos STI (Sediment Transport Index) foi concebido por Moore e Burch (1986) e é também chamado por alguns autores por Sediment Transporting Capacity Index (De Roo, 1998) ou Sediment Transport Capacity Index (Wilson e Gallant, 2000). O STI é definido pela Equação 12.8 (Burrough e McDonnell, 1998), a qual envolve as variáveis área acumulada de drenagem específica e declividade local. São as mesmas variáveis necessárias para o cálculo dos índices TWI e SPI.

$$STI_P = \left(\frac{\alpha}{22.13}\right)^{0.6} \cdot \left(\frac{sin\beta}{0.0896}\right)^{1.3} \qquad \text{(Eq. 12.8)}$$

Onde STI_p é o índice de transporte de sedimentos no ponto P, α é a área de drenagem específica em P e β é a declividade local em P.

O expoente do termo que contém a área de drenagem acumulada específica aparece na literatura majoritariamente com o valor 0,6, como apresentado na Equação 12.8 e nos trabalhos de Burrough e McDonnell (1998), De Roo (1998), Wilson e Gallant (2000) e Jaafari et al. (2014), por exemplo. Outros trabalhos apresentam o valor 0,4 para tal expoente

(exemplos: Ahmad et al., 2019, Mojaddadi et al., 2017, e o software Whiteboxtools GAT).

O índice STI equivale ao fator topográfico LS (do termo em inglês Length-Slope) da Equação Universal de Perdas de Solos em algumas circunstâncias (Wilson e Gallant, 2000), sendo aplicável a superfícies tridimensionais. O STI é utilizado para caracterizar os processos de erosão e deposição de sedimentos, ressaltando os efeitos da topografia sobre a perda de solos (Burrough e McDonnell, 1998).

Softwares como o Whiteboxtools GAT disponibilizam ferramenta específica para a determinação do STI, tendo como entrada o raster de áreas acumuladas de drenagem específicas e o raster de declividade local. Mas, na maioria dos softwares de SIG, ferramentas usualmente disponíveis podem ser combinadas para determinar o STI a partir do processamento do MDE. Para isso, realiza-se um conjunto de etapas similar às necessárias para obter os índices TWI e SPI, da seguinte forma:

i) Remoção de depressões do MDE;

ii) Determinação das direções de fluxo a partir do MDE sem depressões;

iii) Cálculo das áreas acumuladas de drenagem, com base nas direções de fluxo;

iv) Cálculo das áreas de drenagem acumuladas específicas, pela divisão do raster de áreas acumuladas de drenagem pela largura de fluxo;

v) Determinação do raster de declividade local;

vi) Operação matemática entre rasters e escalares conforme a Equação 12.8.

Na Figura 12.11-g é apresentado um exemplo da determinação do índice STI para uma área no município de Pedregulho, em São Paulo, junto com resultados do índice SPI. O padrão espacial obtido para o STI é muito similar ao descrito para o índice SPI, no item anterior. Isso é esperado, por envolver as mesmas variáveis área acumulada de drenagem específica e declividade local no numerador da formulação matemática. Ao longo dos fluxos acumulados de maior porte, os maiores valores do índice STI indicam a maior ocorrência de erosão, enquanto nas áreas entre esses fluxos e de menor declividade tal índice indica predomínio de processos deposicionais.

12.7 Height Above Nearest Drainage (HAND)

12.7.1 Fundamentos

Como já visto no Capítulo 10, pode-se identificar o caminho de fluxo que passa por cada ponto do terreno e segui-lo até alcançar a rede de drenagem. Adicionalmente, com esse caminho traçado, pode-se quantificar a diferença de elevação ou de altitude entre o ponto do terreno de origem do caminho e o ponto da rede de drenagem alcançado.

Repetindo-se esse procedimento para todos os pontos de uma região, obtém-se um raster de elevações relativamente à rede de drenagem, conceito trabalhado por Crave e Gascuel-Odoux (1997) e Rodda (2005), para o qual Rennó et al. (2008) designaram o nome HAND (Height Above Nearest Drainage). A tradução literal da expressão para o português seria 'altura acima da drenagem mais próxima', ou altura relativa à drenagem mais próxima segundo caminhos de fluxo, adotando uma expressão mais completa. Mencionar que é segundo os caminhos de fluxo é essencial para distinguir da proximidade calculada em linha reta, que é a forma euclidiana (vide Capítulo 10). Os trabalhos técnicos em língua por-

tuguesa têm mantido o uso da sigla HAND, abreviada do termo em inglês.

Em síntese, o HAND é um índice topográfico cujo atributo em cada pixel representa a diferença de elevação desse ponto em relação ao ponto da rede de drenagem ao qual ele se conecta segundo os caminhos de fluxo (Figura 12.12). Em outras palavras, pode-se pensar o HAND como um MDE cujo referencial vertical varia para cada pixel (Nobre et al., 2016), já que em cada pixel a elevação é relativa ao ponto do rio ao qual ele se conecta. A distância percorrida ao longo do caminho de fluxo desde o pixel em análise até o ponto da rede de drenagem não é contabilizada para o cálculo do HAND, apenas e exclusivamente a diferença de elevação entre esses pontos.

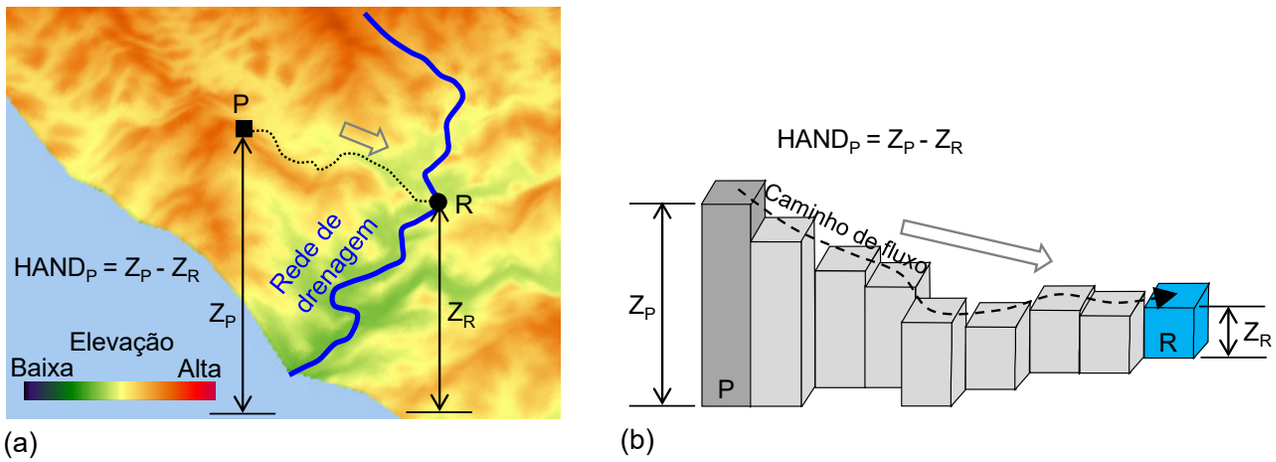


Figura 12.12 - a) Esquema ilustrativo da determinação do índice topográfico HAND para um ponto P, situado em elevação Z_P, e cujo caminho de fluxo se conecta ao ponto R da drenagem, situado em elevação Z_R; b) Detalhamento do caminho de fluxo percorrido de P a R e indicação das elevações usadas para o cálculo do HAND.

Maiores valores de HAND indicam maior potencial de drenagem da área, enquanto menores valores do HAND configuram áreas mais propensas ao acúmulo de água e à saturação do solo (Nobre et al., 2011). O HAND tem sido utilizado para múltiplas finalidades, com destaque para a estimativa de áreas inundáveis (Garousi-Nejad et al., 2019; Nobre et al., 2016), como é exemplificado adiante. Como outras aplicações do índice HAND, pode-se mencionar: estabelecimento de classes do terreno com distintas características de umidade do solo e cobertura vegetal (Rennó et al., 2008); identificação de áreas com diferentes funções hidrológicas (Gharari et al., 2011); compreensão de padrões espaciais de diversidade de espécies vegetais (Marca-Zevallos et al., 2022; Schietti et al., 2014); desenvolvimento de novas abordagens de modelagem hidrológica da transformação da chuva em vazão (Gao et al., 2019); identificação de padrões de ocorrência de deslizamento de terra (Hong et al., 2018).

12.7.2 Determinação do HAND

A determinação do HAND para uma área qualquer requer diretamente três planos de informação: MDE, direções de fluxo e rede de drenagem. Os dois últimos planos de informação são derivados do primeiro (como já visto nos Capítulos 6 e 7) e, para obtê-los, há necessidade também de gerar como produtos intermediários o MDE sem depressões e o raster de áreas acumuladas de drenagem.

Algus softwares podem disponibilizar ferramenta direta e específica para obter o HAND. Outros softwares apresentam operações que, combinadas, permitem a elaboração do HAND. A terceira via para obtenção do HAND é o desenvolvimento de um algoritmo específico pelo usuário, em alguma linguagem de programação de preferência.

As operações de remoção de depressões do MDE, determinação das direções de fluxo, cálculo de áreas acumuladas de drenagem e extração da rede de drenagem são feitas por comandos próprios disponíveis na maioria dos softwares de SIG. Porém, a identificação do pixel da rede de drenagem ao qual cada pixel se conecta e o cômputo da diferença de elevação entre eles, em geral, não são procedimentos contemplados na maioria dos softwares. O desenvolvimento de uma rotina computacional para essas tarefas é, contudo, relativamente fácil, dado o conceito simples envolvido no HAND.

A ideia principal de uma rotina para o cálculo do HAND é da seguinte forma, tendo como entrada os rasters do MDE, direções de fluxo e rede de drenagem:

i) Para cada pixel da região de estudo e que é não pertencente à rede de drenagem, registra-se a elevação desse pixel. Por exemplo, para o pixel A na Figura 12.13, tem-se a elevação $Z_A = 254$ m;

ii) Percorre-se o caminho de fluxo desde cada pixel até alcançar a rede de drenagem, conforme as direções de fluxo determinadas a partir do MDE. No caso do pixel A, o fluxo segue até alcançar o pixel P da rede de drenagem;

iii) Registra-se a elevação do pixel da rede de drenagem alcançado ao traçar esse caminho de fluxo. No exemplo em questão, tem-se que $Z_p = 213$ m;

iv) Calcula-se o valor do HAND para o pixel em análise como sendo a diferença entre a elevação desse pixel e a elevação do pixel da rede de drenagem alcançado pelo caminho traçado. Para o pixel A, tem-se que $HAND_A = Z_A - Z_p = 254 - 213 = 41$ m;

v) Aos pixels pertencentes à rede de drenagem é atribuído valor zero para o HAND.

Como no HAND cada pixel tem elevação medida em relação a um ponto específico da rede de drenagem, podem ocorrer situações como a ilustrada pelos pixels A e B no exemplo da Figura 12.13. Esses pixels são vizinhos entre si e tem elevações que diferem por 2 metros apenas. Porém, o pixel A tem fluxo que segue até a rede de drenagem no ponto P, enquanto o pixel B tem fluxo que alcança a rede de drenagem no ponto Q. Como Q tem elevação 10 m acima de P, o HAND do pixel A é 12 m acima do HAND do pixel B.

Outras situações que podem ocorrer ao calcular o HAND são:

a) Pixels com elevação igual à do pixel da rede de drenagem ao qual eles se conectam. Esse é o caso do pixel C no exemplo da Figura 12.13 e isso resulta em um HAND com valor zero;

b) Pixels com elevação inferior à do pixel da rede de drenagem ao qual eles se conectam. Essa é a situação do pixel D na Figura 12.13, resultando em um HAND com valor negativo;

c) Pixels cujo caminho de fluxo não alcança a rede de drenagem dentro do recorte da imagem trabalhada. Esse é o caso do pixel E na Figura 12.13, e outros na sua vizinhança. Nesse caso, o HAND é indeterminado, por não haver a referência do valor de elevação do pixel da rede de drenagem.

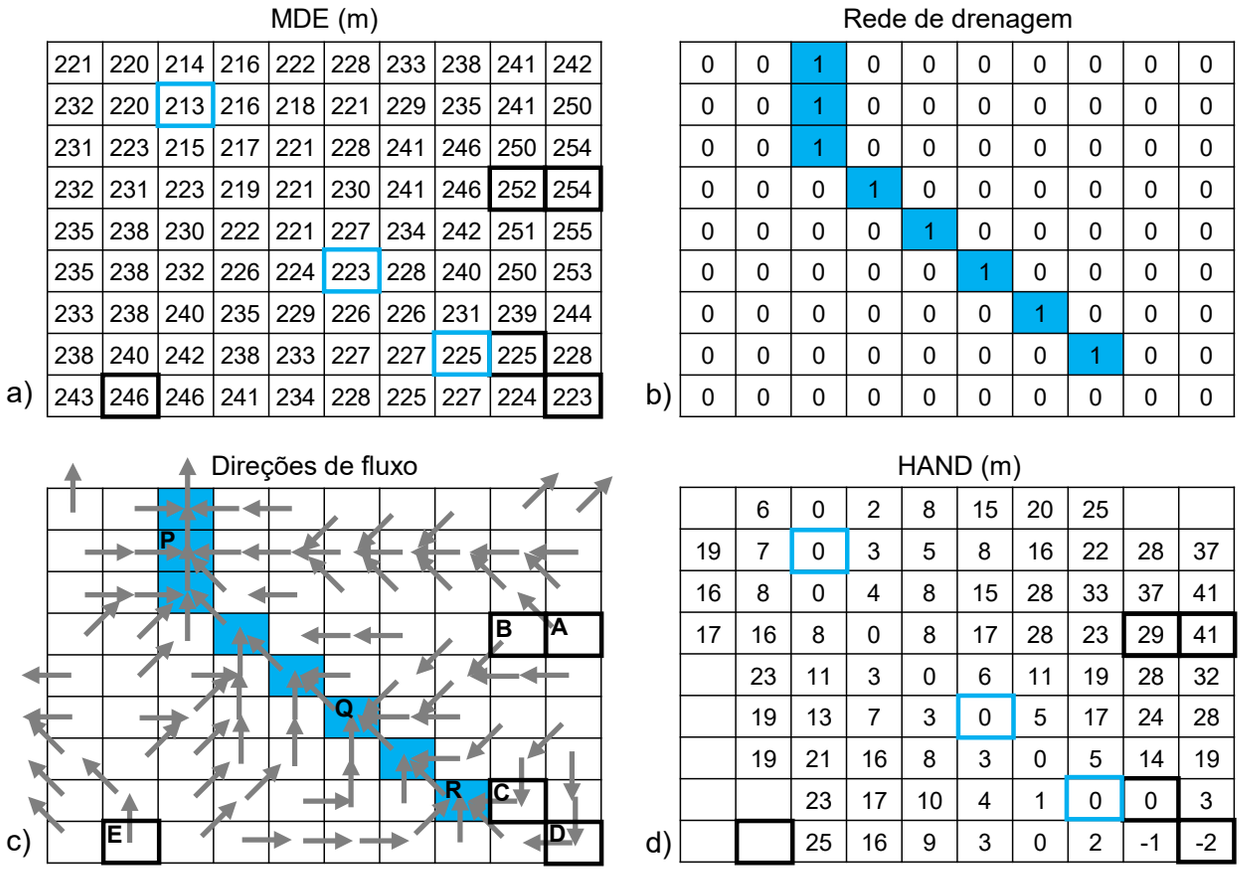


Figura 12.13 - a) MDE com elevação em metros; b) Rede de drenagem raster (pixels que fazem parte ou não tem atributo 1 ou 0, respectivamente); c) Representação das direções de fluxo; d) Índice topográfico HAND (em metros).

A situação b) ocorre quando se utiliza como informação de entrada para o cálculo do HAND o MDE sem ter removidas as depressões. É comum a presença de depressões do terreno em um MDE, as quais podem se constituir de pixels isolados ou um conjunto de pixels vizinhos. Essas depressões podem ser de fato áreas naturais do terreno com elevações mais baixas do que a vizinhança ao redor ou podem ser resultado de artifícios do processo de aquisição e preparação dos dados para elaborar o MDE, como já tratado no Capítulo 6.

Se as depressões estão em elevação abaixo do ponto do rio para o qual o fluxo converge, o resultado é um HAND negativo para os pixels integrantes da depressão. Se o HAND for calculado com um MDE tratado pelo procedimento de remoção de depressões, todos os pixels tem HAND com valores positivos ou no mínimo valor zero (Dantas e Paz, 2021).

Não há consenso na literatura quanto a calcular o HAND usando o MDE com ou sem tratamento de remoção de depressões. Por exemplo, Garousi-Nejad et al. (2019) e Dantas e Paz (2021) recomendam usar o MDE sem depressões para a estimativa de áreas de inundação. O segundo trabalho mencionado aponta a vantagem de que a remoção de depressões do MDE reduziria o efeito de ruído causado pela vegetação marginal a rios ao trabalhar com MDEs globais como o SRTM. Por outro lado, Zheng et al. (2018a) recomendam usar o MDE com as depressões, por permitir dessa forma identificar áreas locais de alagamento, como lagos não conectados à rede de drenagem. Ao remover as depressões, esses lagos naturais poderiam não estar mais representados no MDE.

12.7.3 Exemplo de determinação do HAND para estudo de caso real

O HAND obtido para a bacia do rio Icamaquã (localizado no Rio Grande do Sul e tributário do rio Uruguai), a partir do MDE do SRTM 90, é apresentado na Figura 12.14 e ilustra um exemplo real desse índice topográfico. Nesse caso, o HAND varia de -3 a 165 m, tendo sido calculado com o MDE sem ter removidas as depressões do terreno. A distribuição espacial mostra predomínio de áreas de maior valor do HAND nas partes altas da bacia, próximas às cabeceiras, e menores valores na região mais baixa da bacia, próxima ao exutório. Esse é o padrão geral esperado de variação espacial do HAND em uma bacia hidrográfica.

Na parte alta da bacia, há maior variação topográfica e o relevo tem maiores declividades, de forma que há uma diferença maior de elevação entre os pontos do terreno e os pontos da rede de drenagem aos quais se conectam. Na parte baixa da bacia se localizam as áreas mais planas, com menor amplitude topográfica do terreno em relação à rede de drenagem, o que resulta em menores valores de HAND.

A variação do HAND ao longo da linha A-B também mostrada na Figura 12.14 destaca como a rede de drenagem é o referencial das elevações computadas nesse descritor do terreno. O perfil transversal traçado cruza dois cursos d'água, referidos por rio 1 e rio 2, tendo valor nulo para o HAND nesses pontos de cruzamento dos cursos d'água. A região entre esses pontos indicada por C está a mais de 100 m de altitude em relação à rede de drenagem à qual ela se conecta. Mesmo sem ter a indicação dos caminhos de fluxo nessa figura, pode-se deduzir que as áreas à esquerda de C têm escoamento direcionado ao rio 1, em função dos valores de HAND crescentes desde o rio 1 até essa região.

Analogamente, as áreas à direita de C têm fluxo que segue para o rio 2. Assim, as áreas à esquerda de C têm como referencial para o HAND o rio 1, enquanto o rio 2 serve como referencial para as áreas à direita de C. Entretanto, os pontos do cruzamento da linha A-B com os rios 1 e 2 não são exatamente os pontos para os quais convergem os fluxos das áreas ao redor de C. Essa convergência ocorre para pontos desses rios a jusante desses cruzamentos, situados em menor elevação.

O perfil topográfico ao longo do traçado A-B obtido do MDE mostra que a diferença de elevação entre esse ponto do rio 1 e a região C em linha reta é de menos de 50 m, enquanto a diferença do ponto do rio 2 sob a linha A-B até a região C é em torno de 80 m. Isso ressalta como o HAND se diferencia do conceito de elevação em relação à rede de drenagem segundo a distância euclidiana, em linha reta.

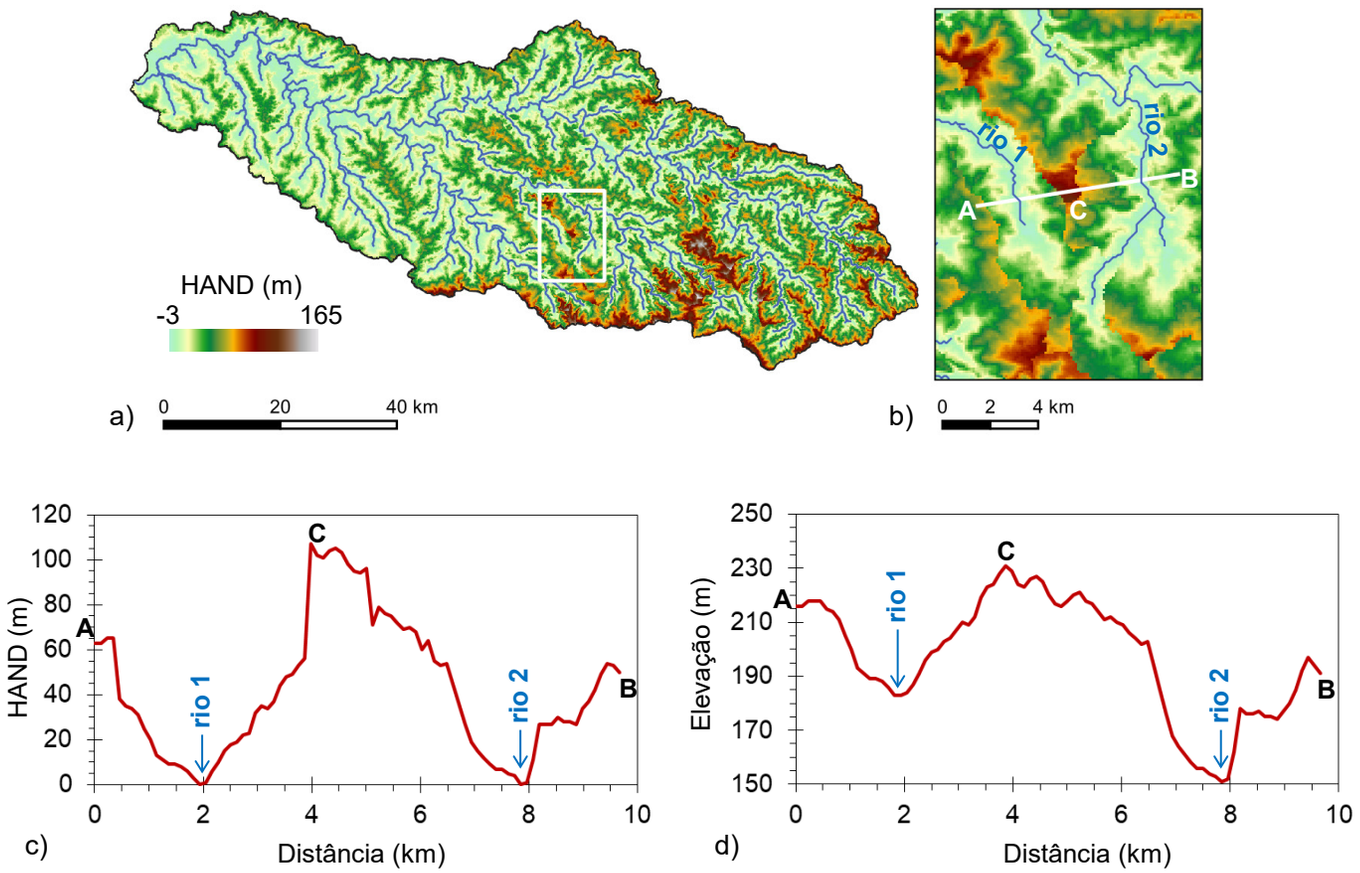


Figura 12.14 - a) Indice topográfico HAND gerado para a bacia do rio Icamaquã (RS) a partir do MDE do SRTM 90 sem ter removidas as depressões do terreno; b) Ampliação da área indicada pelo retângulo em a); c) Variação do HAND ao longo da linha A-B indicada em b); d) Perfil topográfico transversal ao longo de A-B obtido do MDE do SRTM 90.

12.7.4 Estimativa de áreas inundáveis a partir do HAND

Uma das principais aplicações do HAND é a estimativa de áreas inundáveis, existindo diversas abordagens com distintos graus de complexidade. O procedimento mais simplificado consiste em duas etapas: obtenção do HAND e re-classificação desse raster para distinguir áreas inundáveis e não inundáveis (Afshari et al., 2018; Nobre et al., 2016).

Segundo essa abordagem, considera-se como área inundável todos os pixels com HAND inferior a esse limiar. Assume-se que o conjunto de cursos d'água da rede de drenagem tem seu nível d'água aumentado igualmente e de forma paralela ao nível representado no MDE (Dantas e Paz, 2021). Esse aumento uniforme do nível d'água (ΔH na Figura 12.15) é o valor do limiar de HAND considerado para distinguir as áreas inundadas e não inundadas.

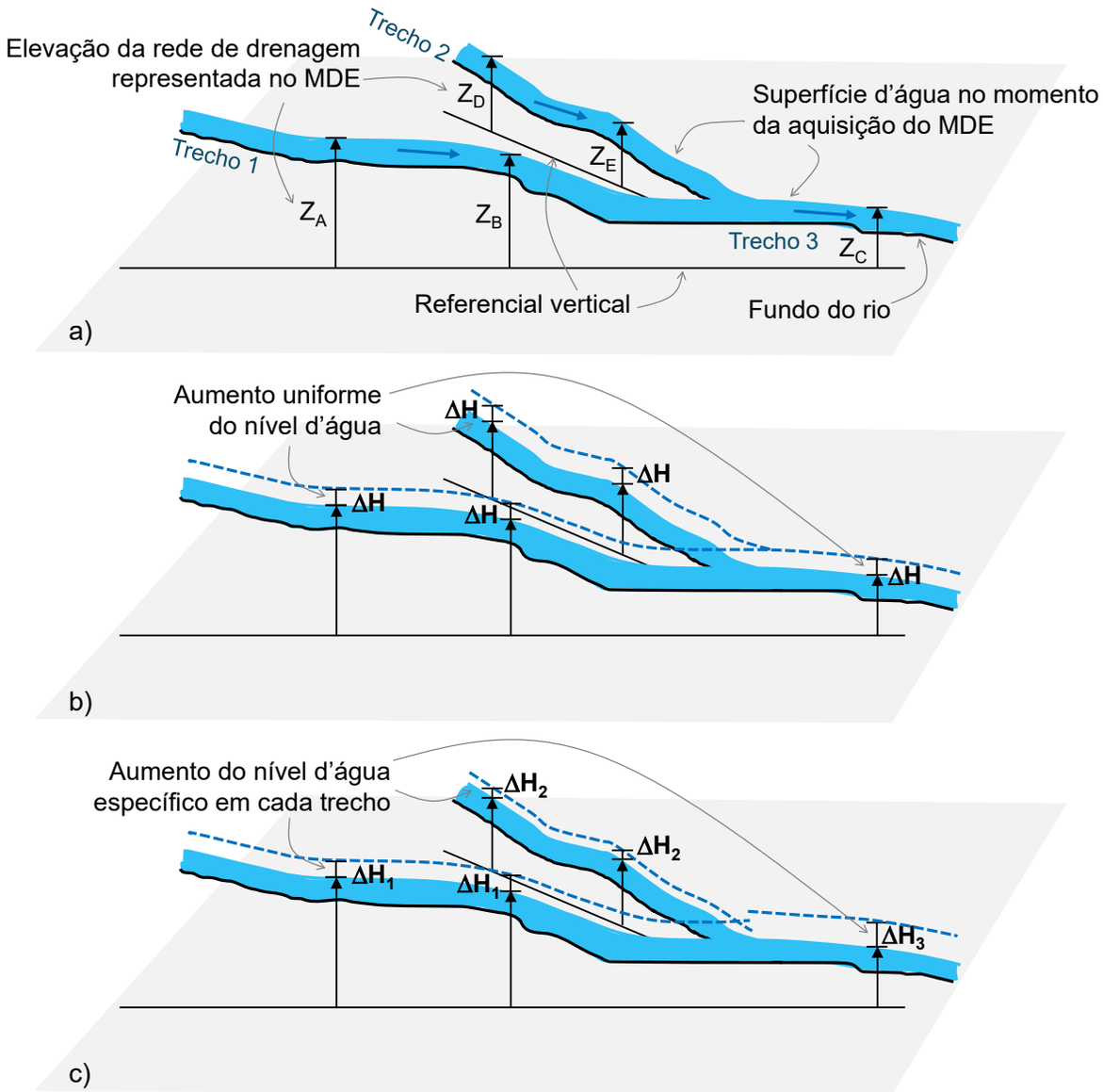


Figura 12.15 - a) Visão em perspectiva de uma rede de drenagem formada por três trechos de rio, com indicação das elevações (Z) representadas no MDE para cinco pontos (A, B, C, D, E); b) Indicação da superfície d'água considerando um aumento uniforme igual a ΔH para todos os trechos; c) Indicação da superfície d'água considerando um aumento específico ΔH_1, ΔH_2 e ΔH_3 para os trechos 1, 2 e 3, respectivamente.

Em qualquer software de SIG, a operação de determinar as áreas inundáveis a partir do HAND segundo essa abordagem mais simplificada se resume a uma operação de reclassificação. O exemplo esquemático da Figura 12.16 ilustra esse procedimento na prática. Dado o HAND e supondo um limiar de inundação de 15 m, são identificados todos os pixels cujo HAND é inferior a esse valor. Esses pixels constituem a área inundável por esse método e para esse valor de limiar de inundação, recebendo atributo 1, enquanto os demais (HAND superior ao limiar) têm valor nulo (ou indeterminado, sinalizado por algum valor típico de no data).

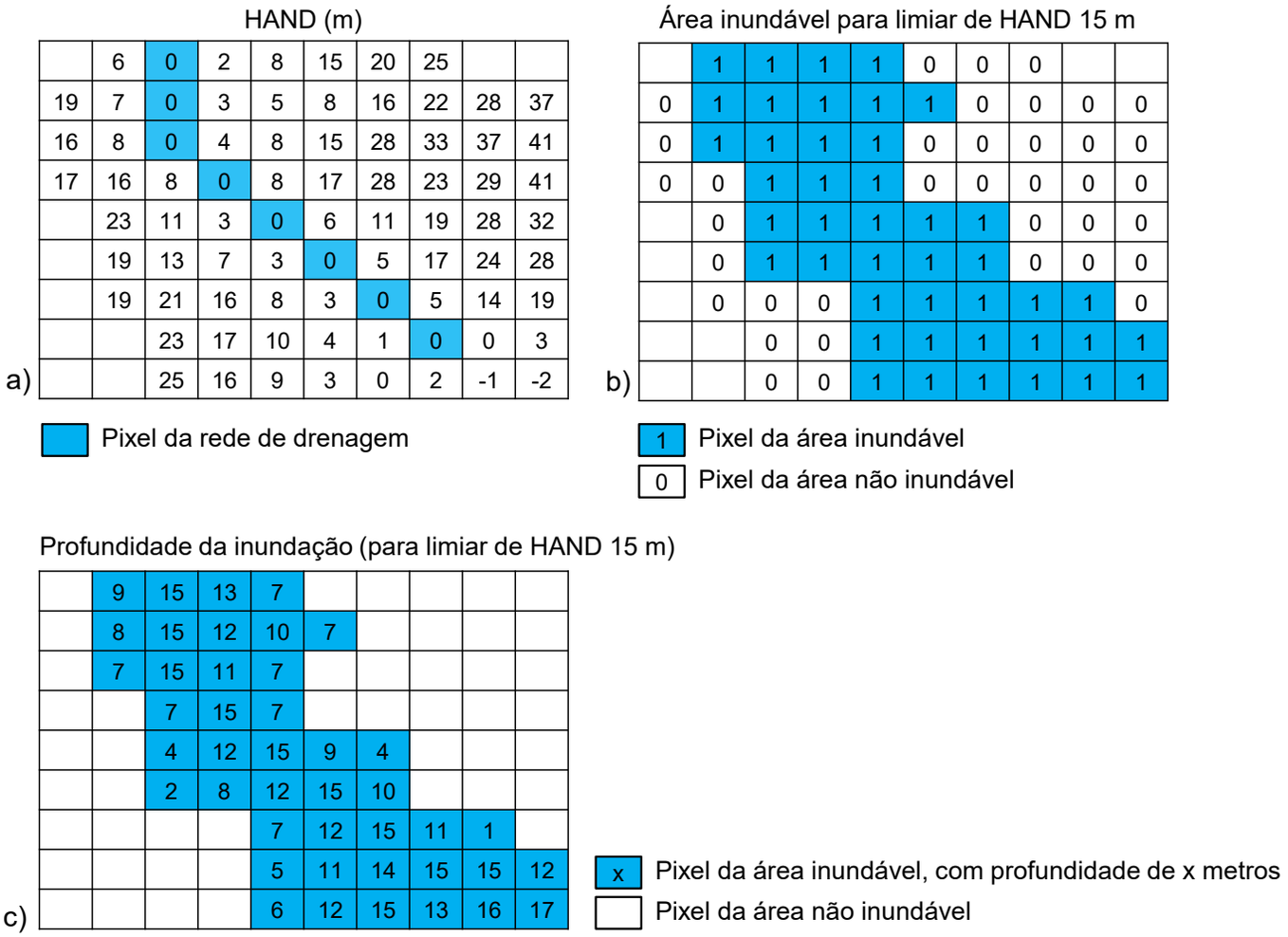


Figura 12.16 - a) Raster do índice topográfico HAND; b) Identificação dos pixels integrantes da área inundável supondo um limiar de HAND de 15 m; c) Raster de profundidades de inundação para a área inundável supondo limiar de HAND de 15 m; Nos três rasters, pixels com indeterminação do HAND, por não drenarem para a rede de drenagem indicada, não apresentam valores.

Essa abordagem de identificar as áreas inundáveis por um limiar máximo de HAND, de valor único para todos os rios da área de estudo, ignora o comportamento hidráulico e hidrodinâmico diferenciado dentre os cursos d'água da bacia. Em função de diferenças nas dimensões e características das áreas de drenagem e das características dos trechos de rio (declividade, rugosidade, seção transversal), as inundações ocorrem com diferentes intensidades e frequências ao longo desses trechos em uma bacia. Isso é desprezado ao adotar um limiar uniforme de HAND para distinguir áreas inundáveis e não inundáveis por toda a bacia.

Uma abordagem mais rebuscada do que a anterior é a consideração de aumento de nível d'água variável por trecho da rede de drenagem. Uma forma de definir quanto de aumento de nível d'água para cada trecho de rio é a estimativa da vazão máxima por trecho a partir de métodos hidráulicos (Garousi-Nejad et al., 2019; Zheng et al., 2018b). Curvas

chaves sintéticas estimadas a partir do próprio MDE para cada trecho podem ser usadas para estimar a elevação do nível d'água correspondente àquela vazão máxima simulada.

O aumento de nível d'água estimado para cada trecho é adotado como o limiar de HAND para definir as áreas inundáveis conectadas a cada trecho. Cada trecho de rio i tem um valor de ΔHi correspondente. Na prática, para cada sub-bacia contribuinte a um trecho específico de rio, faz-se a reclassificação do HAND considerando o limiar específico da sub-bacia (ΔH_i) e se obtém o mapeamento de áreas inundáveis e não inundáveis. No exemplo da Figura 12.15-c, definiu-se os limiares de HAND com valores ΔH_1, ΔH_2 e ΔH_3 para os trechos de rio 1, 2 e 3, respectivamente.

Nessa segunda abordagem, avança-se em considerar a heterogeneidade de condições de inundação ao longo dos rios da bacia, relativamente à abordagem inicial mais simplificada que uniformiza todos os trechos. Porém, essa segunda abordagem tem como desvantagem principal a ocorrência de descontinuidades nas áreas inundáveis nas áreas próximas às junções de rios. No exemplo da Figura 12.15-c, percebe-se que na confluência dos rios o aumento desuniforme de nível d'água causa a descontinuidade na superfície d'água. O mapeamento correspondente das áreas inundáveis por trecho tende a amplificar essa continuidade e gerar inconsistências nos resultados. Essa problemática é relatada em Aristizabal et al. (2023), que propõem adaptação do método para reduzir essa ocorrência.

Outras variações de abordagens de estimativa de áreas inundáveis a partir do HAND são propostas na literatura científica, bem como avaliações dessas estimativas frente a registros de campo ou estimativas realizadas com modelagem hidrodinâmica. Ao leitor, recomenda-se a leitura dos trabalhos de Speckhann et al. (2018), Afshari et al. (2018), McGrath et al. (2018) e Aristizabal et al. (2023).

12.7.5 Estimativa de profundidades de inundação a partir do HAND

A partir do mapeamento das áreas inundadas a partir do HAND, é possível estimar as profundidades de inundação em cada ponto. Essa estimativa é direta e operacionalmente trivial, quando se utiliza a abordagem de determinar áreas inundáveis mais simplificada, na qual são considerados inundados todos os pixels cujo HAND é inferior a um limiar máximo de HAND (ΔH).

Para explicar esse conceito, considere o exemplo esquemático da Figura 12.17. Todos os pixels indicados têm fluxo direcionado ao pixel do rio identificado por R. Logo, o HAND de cada pixel é a diferença entre a elevação dele e a elevação de R, , como exemplificado para os pixels P e Q (Figura 12.17-a). Adotando ΔH como limiar de HAND para distinguir as áreas inundáveis e não inundáveis, tem-se que todos os pixels com HAND acima de ΔH não se inundam, como é o caso de P (Figura 12.17-b). Os pixels que tem HAND inferior a ΔH se inundam, como o pixel Q. O pixel R, por definição, sempre se inunda, já que pertence ao próprio rio.

No exemplo em questão, as profundidades da inundação nas áreas inundáveis estimadas a partir do HAND correspondem à diferença entre o limiar de inundação adotado (ΔH) e o valor de HAND em cada pixel. Por exemplo, para o pixel Q, a profundidade da inundação é dada por $prof_Q = \Delta H - HAND_Q$ (Figura 12.17-c). No ponto R, pertencente ao rio e tomado como a referência no cálculo do HAND, tem-se valor nulo para esse índice topográfico. Logo, por definição, a profundidade no rio é igual ao limiar de inundação adotado ($prof_R = \Delta H$).

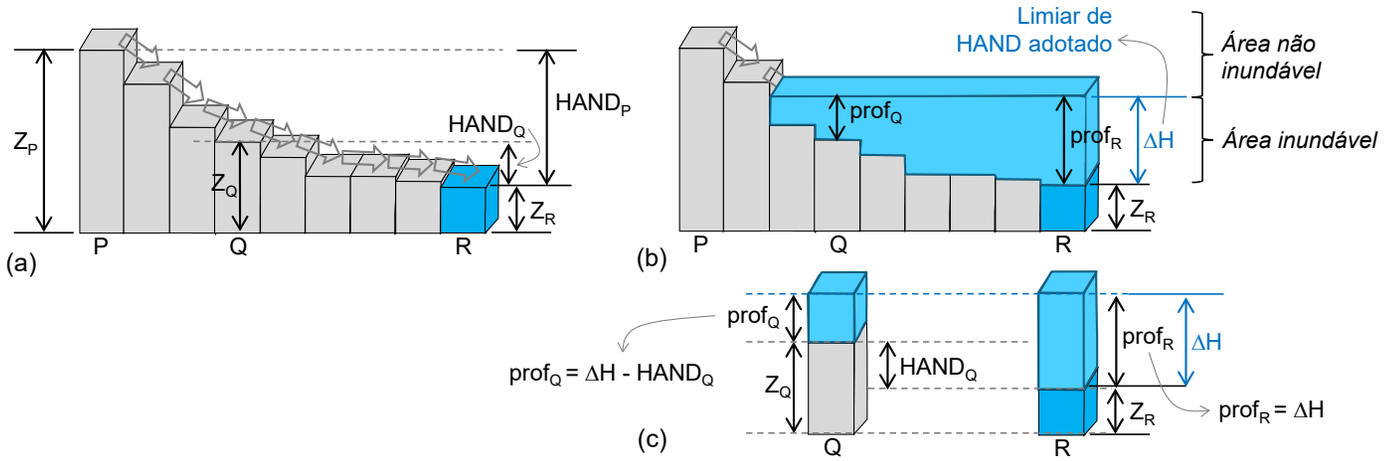


Figura 12.17 - a) Esquema de elevação em um conjunto de pixels cujo fluxo é dirigido a um determinado pixel R do rio (de elevação Z_R), com indicação do HAND para os pontos P e Q, cujas elevações são Z_P e Z_Q, respectivamente; b) Indicação da área inundável referente a um limiar de HAND adotado como ΔH, com destaque para as profundidades da inundação em R ($prof_R$) e em Q ($prof_Q$); c) Detalhamento do cálculo das profundidades de inundação em R e Q.

Operacionalmente, em um software qualquer de SIG, a determinação do raster de profundidades de inundação estimada a partir do HAND pode ser obtida da seguinte forma:

i) Operação matemática de subtração entre um escalar (limiar de HAND adotado, ΔH) e o raster do HAND (obtido conforme descrito no subitem anterior);

ii) Reclassificação do resultado do passo anterior, para que valores negativos sejam convertidos a valor zero (se valor < 0 alterar para valor = 0). Valores negativos correspondem aos pixels que não estão inundados, já que tem valor de HAND superior ao limiar de inundação. Os valores remanescentes são zero ou positivos. Esses valores positivos indicam as profundidades em cada pixel inundado.

iii) Uma alternativa ao passo anterior: multiplicação do resultado da etapa i) pelo raster de áreas inundáveis obtido do HAND (descrito no subitem anterior). Esse raster tem valores 0 (pixels não inundados) e 1 (pixels inundados). A multiplicação faz com que o raster da diferença calculado na etapa i) permaneça com valores não nulos apenas para os pixels que fazem parte da inundação. Esses valores serão sempre positivos e indicam a profundidade de inundação em cada pixel.

Na situação em que o HAND foi determinado com o MDE que foi tratado para remover as depressões do terreno, todos os pixels têm valor positivo ou nulo para esse atributo. Como consequência, o raster de profundidades de inundação apresenta valores limitados ao máximo que é o limiar de HAND usado para identificar a área inundável.

Se o HAND foi determinado com o MDE sem ter removidas as depressões, alguns pixels podem ter valores negativos de HAND. Se esses pixels fazem parte da área inundável, eles têm profundidade superior ao limiar de HAND escolhido para distinguir região inundada e não inundada.

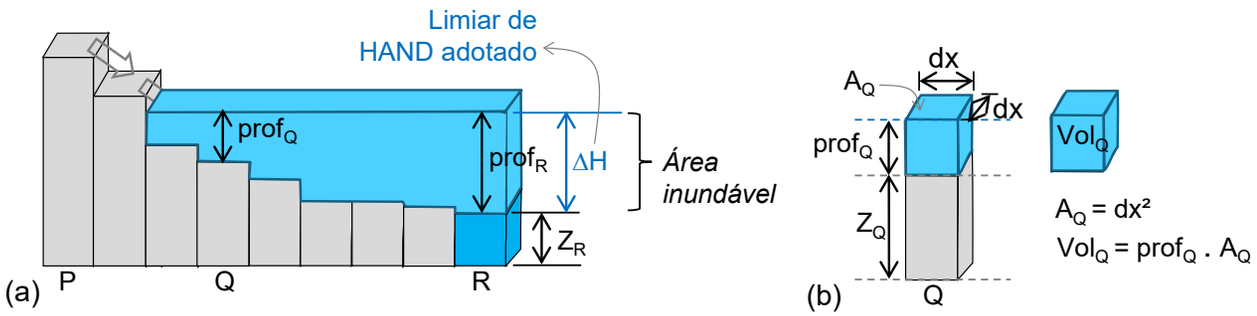
Um exemplo didático de determinação do raster de profundidade de inundação foi mostrado na Figura 12.16, apresentada no subitem anterior. Foi considerado um limiar de HAND de 15 m para denotar as áreas inundáveis, resultando em profundidades de até 17 m. Os pixels que fazem parte do rio e outros que têm HAND de valor nulo têm

profundidade igual ao limiar, 15 m. Dois pixels que têm HAND com valor negativo, por representarem depressões do terreno, resultaram em profundidades superiores a tal limiar. Os demais pixels da área inundável têm profundidades inferiores a 15 m.

12.7.6 Estimativa do volume de inundação a partir do HAND

Dada a determinação do raster de profundidades da inundação, o cálculo do volume de inundação correspondente é conceitualmente simples. Trata-se de operação análoga ao cálculo do volume de inundação do lago formado pela construção de um reservatório ao longo do rio, visto no Capítulo 9. Para exemplificar, vamos considerar o exemplo esquemático da Figura 12.18, que é uma continuidade do exemplo tratado na figura anterior.

Para um pixel qualquer como o pixel Q da Figura 12.18-a, o volume de inundação corresponde ao prisma quadrangular cuja base é a área superficial do pixel e cuja altura é a profundidade da inundação nesse pixel (Figura 12.18-b). O volume inundado em um pixel é, portanto, o resultado da multiplicação entre a área superficial do pixel e a profundidade da inundação.



(c) $$Vol_{total} = \sum_{i=1}^{n} Vol_i = \sum_{i=1}^{n} (prof_i . A_i) \Rightarrow Vol_{total} = \sum_{i=1}^{n} (prof_i . dx^2) \Rightarrow Vol_{total} = dx^2 . \sum_{i=1}^{n} prof_i$$

Figura 12.18 - a) Indicação da área inundável referente a um limiar de HAND adotado (ΔH), com destaque para as profundidades da inundação no ponto R de referência do rio ($prof_R$) e em Q ($prof_Q$); b) Dedução do volume de inundação no pixel Q (Vol_Q), em função da sua área superficial (A_Q) e profundidade, sendo dx a resolução espacial; c) Dedução do cálculo do volume total inundado (V_{total}) ao longo dos n pixels integrantes da área inundada.

O volume de inundação corresponde à soma dos volumes inundados em todos os pixels pertencentes à área inundada. Considerando que todos os pixels têm mesma área superficial, esse somatório de volumes é simplificado para o somatório das profundidades, cujo resultado é multiplicado pela área superficial de um pixel (Figura 12.18-c). Essa forma de determinação é válida independentemente se o HAND foi determinado com o MDE com ou sem depressões.

Em termos operacionais, em um software de SIG qualquer, a determinação do volume de inundação pode ser realizada da seguinte forma:

i) Aplicação de comando que gera estatísticas de um raster, para que realize o somatório dos atributos do raster de profundidade. Esse raster deve ter como atributo a profundidade de inundação para cada pixel

pertencente à área inundável, sendo zero para os pixels não inundados, ou de valor indeterminado (no data), tal qual o raster indicado na Figura 12.16-c.

ii) Realização da conta matemática, em calculadora, do produto entre o somatório encontrado na etapa anterior pela área superficial de um pixel, dada pelo quadrado da resolução espacial em metros.

Retornando ao exemplo didático da Figura 12.16, o somatório das profundidades da área inundável indicada resulta no valor 444 m. Se o tamanho do pixel for de 30 x 30 m, a área superficial de cada elemento do raster é de 900 m². Como resultado, o volume da inundação desse exemplo é obtido pelo cálculo 444 x 900, ou seja, 399.600 m³.

12.7.7 Exemplo de aplicação do HAND para estudo de áreas inundáveis

Um exemplo de determinação de áreas inundáveis a partir do HAND é apresentado na Figura 12.19, para a bacia do rio Icamaquã (área de drenagem aproximada de 4.629 km²), tributário do rio Uruguai, no sul do país. O HAND foi determinado a partir do processamento do MDE do SRTM 90, considerando duas redes de drenagem distintas. Ambas as redes foram derivadas do processamento desse mesmo MDE, com os mesmos procedimentos e algoritmos, exceto pelo valor de área mínima de drenagem adotado para configurar o início dos cursos d'água. Quando foi adotado o valor de 1 km² como área mínima de drenagem, foi obtida uma rede de drenagem de muito maior densidade (0,28 km/km²) do que a rede obtida com o limiar mínimo de 5 km² (densidade de 0,13 km/km²), como já discutido no Capítulo 7.

As diferenças entre os HANDs obtidos a partir de duas redes de drenagem de diferentes densidades ocorrem para as áreas que se conectam aos trechos de rio que existem em uma rede e não existem na outra (Figura 12.19-c e Figura 12.19-d). Quanto maior a densidade de drenagem, se reduz a distância do caminho de fluxo a jusante de um pixel dessas áreas até alcançar a rede de drenagem. Como os rios são o referencial para o cálculo das elevações do HAND, também se reduz a diferença de elevação entre um pixel e o rio ao qual se conecta. Assim, a maior densidade de drenagem implica em menores valores de HAND.

No exemplo em questão, a identificação de áreas inundáveis foi realizada com a abordagem mais simplificada de apenas considerar um limiar de HAND como critério, adotado com valor uniforme para toda a bacia.

Quando foi considerado um limiar de HAND de 2 m para denotar a inundação, resultou-se em cerca de 388,3 km² de áreas inundáveis, considerando a rede de drenagem mais densa (Figura 12.19-e). Ao adotar a rede de drenagem de menor densidade, as áreas inundáveis totalizam 259,3 km² (Figura 12.19-f), cerca de 33% a menos do que o primeiro caso.

Para um limiar de 5 m de HAND como critério de inundação, as áreas inundáveis são de 713,1 e 493,7 km² quando consideradas as redes de maior e menor densidade, respectivamente (redução de 31% no segundo caso em relação ao primeiro).

Esses resultados ilustram a relevância de adequadamente definir o início da rede de drenagem para o cálculo do HAND e posterior estimativa de áreas inundáveis, como ilustrado em trabalhos como Dantas e Paz (2021) e Speckhann et al. (2018). A definição do início dos cursos d'água baseada em informações de localização das nascentes é uma alternativa de eliminar essa incerteza (Liu et al., 2018), caso exista disponibilidade dessa informação.

Para as áreas inundáveis estimadas considerando a rede de drenagem de menor densidade e um limiar de HAND de 5 m, foram determinadas as profundidades de inundação do exemplo em questão (Figura 12.20). Profundidades de até 9 m foram obtidas, ou seja, superiores ao limiar de 5 m, em decorrência do MDE usado conter depressões do terreno.

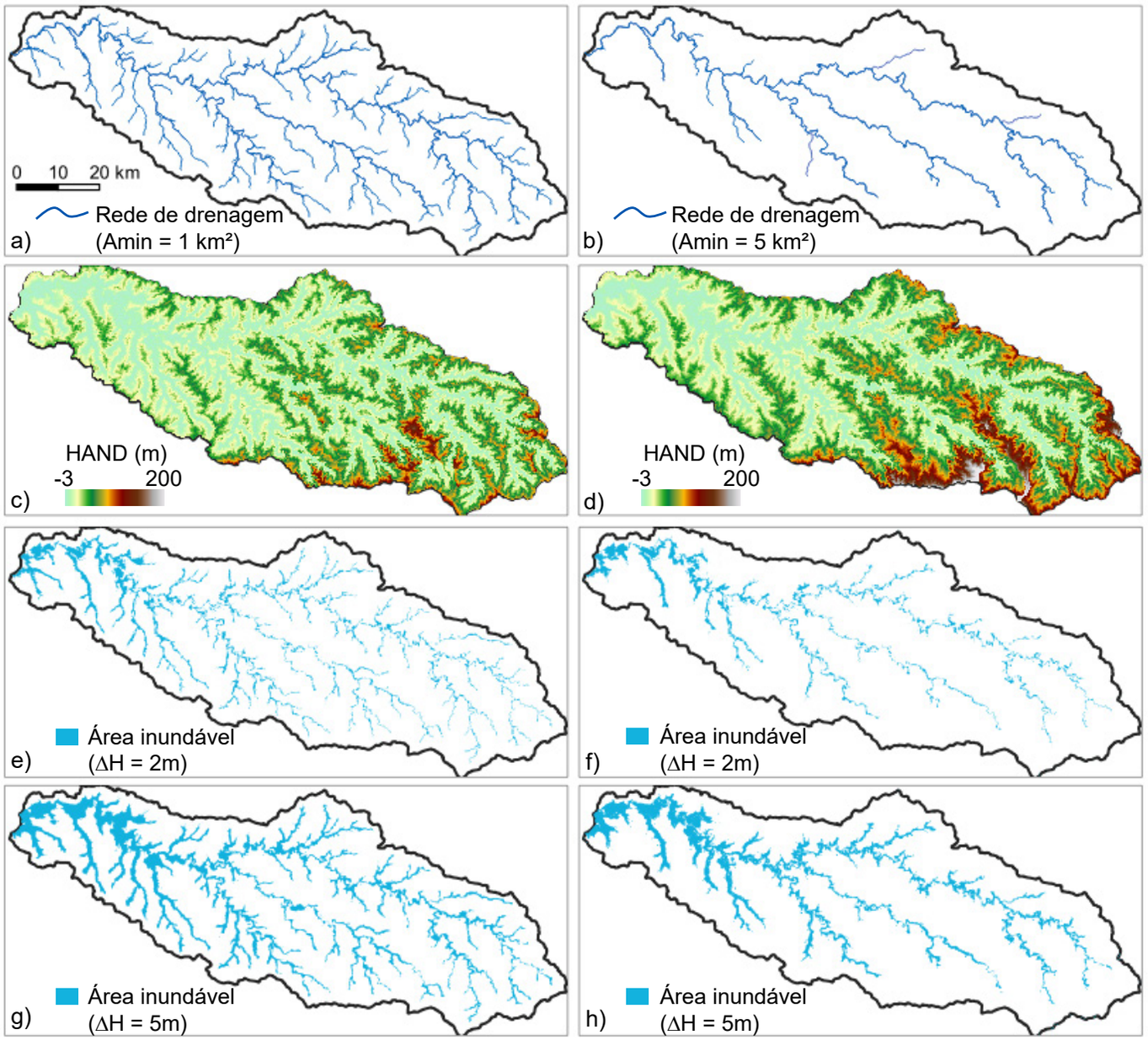


Figura 12.19 - a), b) Rede de drenagem derivada do MDE do SRTM 90 para a bacia do rio Icamaquã, afluente do rio Uruguai, considerando limiares de áreas mínimas de 1 e 5 km², respectivamente, para a formação de cursos d'água; c), d) HAND derivado do MDE do SRTM 90 considerando as redes de drenagem a) e b), respectivamente; e), f) Área inundável derivada do HAND apresentado em c) e d), respectivamente, considerando limiar de HAND de 2 m (ΔH); g), h) Área inundável derivada do HAND apresentado em c) e d), respectivamente, considerando limiar de HAND de 5 m (ΔH).

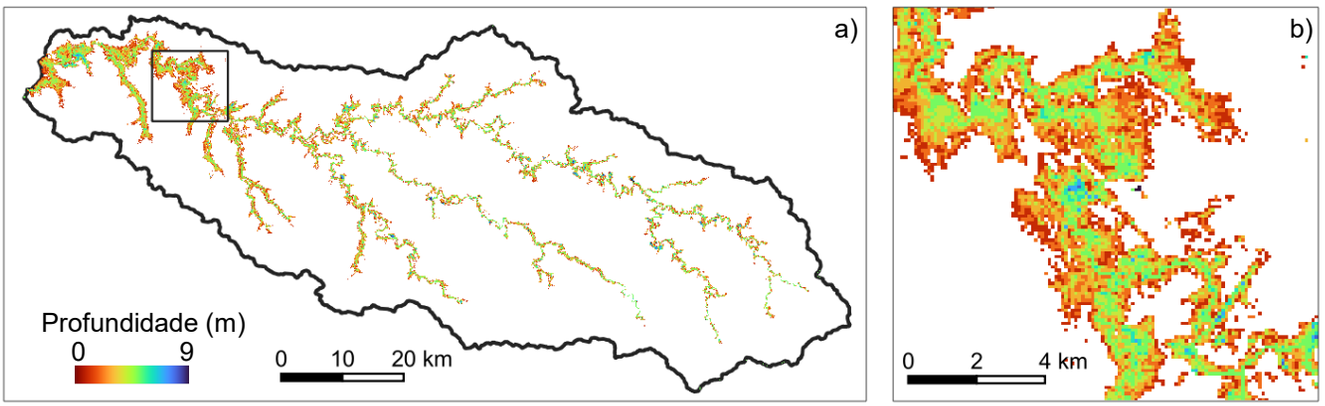


Figura 12.20 - a) Raster de profundidades de inundação estimado a partir do HAND para a bacia hidrográfica do rio Icamaquã (RS), considerando a mancha de inundação referente a uma rede de drenagem com área mínima de 5 km² e limiar de HAND de 5 m para denotar a inundação; b) Ampliação da área indicada pelo retângulo em a).

12.8 Reduced dissipation per unit length index (rDUNE)

O índice topográfico denominado reduced Dissipation per UNit lEngth (rDUNE) foi proposto por Loritz et al. (2019) a partir de uma reinterpretação e melhoria dos conceitos do índice HAND. A ideia desses autores foi utilizar princípios de termodinâmica para conceber um índice que leva em conta tanto a diferença de energia potencial quanto a perda dissipativa acumulada de energia ao longo de um caminho de fluxo. A proposta foi relacionar características geomórficas aos processos e estrutura hidrológicos de uma região.

Na concepção do índice rDUNE, foi considerado que a maior parte da energia potencial da precipitação é dissipada e não transformada em energia cinética de escoamento, sendo que essa dissipação ocorre tanto nos escoamentos das vertentes quanto ao longo da rede de drenagem propriamente (Phillips, 2022).

A diferença de energia potencial é representada pelo desnível topográfico (h) entre cada ponto da superfície e o ponto da rede de drenagem ao qual ele se conecta segundo os caminhos de fluxo derivados do MDE. Esse desnível topográfico corresponde ao HAND. A extensão do caminho de fluxo (l) que une um dado ponto da superfície ao ponto ao qual ele se conecta na rede de drenagem representa a perda dissipativa acumulada de energia.

O índice rDUNE é composto pela razão entre h e l, mas seguida por duas operações matemáticas (Equação 12.9; Loritz et al., 2019). Primeiro, aplica-se a esse resultado a função logarítmica, por conveniência de escala de valores e para aproximá-los a uma distribuição normal. Depois, multiplica-se por -1 por facilidade de interpretação de resultados. A razão h/l pode ser compreendida como a declividade do caminho de fluxo a jusante de um dado ponto do terreno até encontrar a rede de drenagem. Esquematicamente, as variáveis envolvidas na determinação do rDUNE são ilustradas na Figura 12.21.

$$rDUNE_P = -ln\left(\frac{h}{l}\right) \quad \text{(Eq. 12.9)}$$

Onde $rDUNE_p$ é o índice rDUNE no ponto P.

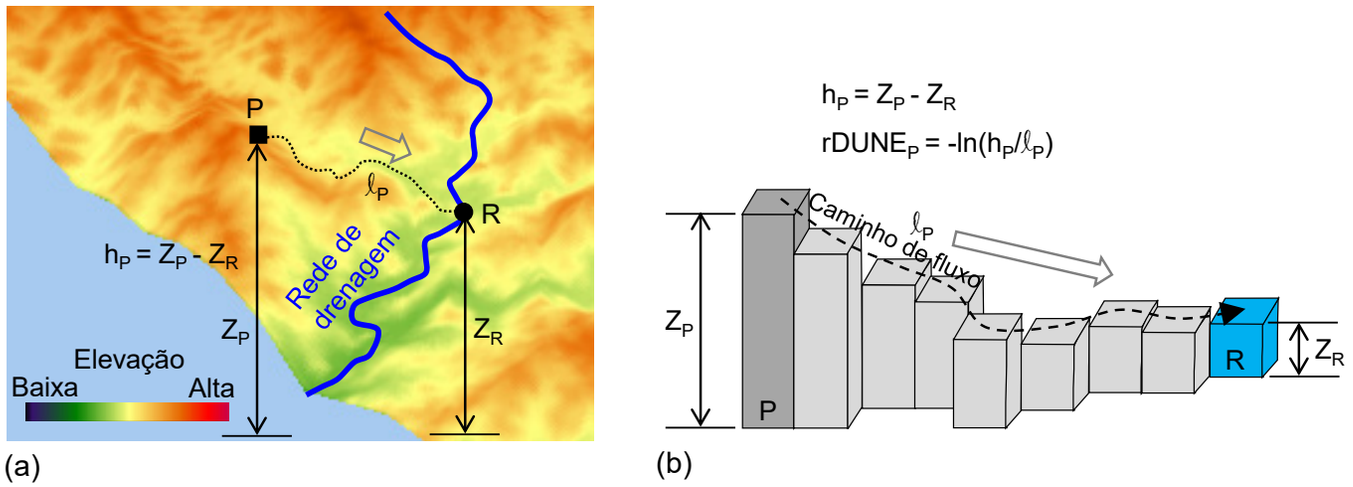


Figura 12.21 - a) Esquema ilustrativo da determinação do índice topográfico rDUNE para um ponto P, situado em elevação Z_P, e cujo caminho de fluxo se conecta ao ponto R da drenagem, situado em elevação Z_R; b) Detalhamento do caminho de fluxo percorrido de P a R e indicação das variáveis h_P e ℓ_P para o cálculo do rDUNE.

Pela formulação proposta, os valores de rDUNE são adimensionais e não tem limites superior e inferior, podendo variar de -∞ a +∞, com a seguinte intepretação geral (Loritz et al., 2019):

a) Valores negativos de rDUNE indicam que a relação h/l é superior a 1, ou seja, o desnível vertical até a rede de drenagem é maior do que a extensão do caminho de fluxo;

b) Valores positivos de rDUNE sinalizam que h/l é inferior a 1, isto é, a extensão do caminho de fluxo é maior do que o desnível vertical até a rede de drenagem;

c) Quando rDUNE se iguala a zero, tem-se que desnível vertical e extensão do caminho de fluxo são iguais (h/l igual 1).

Vendo de outra forma: para uma mesma distância até a rede, quanto maior o desnível topográfico, maior é a relação h/l e menor é o rDUNE, isto é, maior a dissipação de energia potencial; para um mesmo desnível topográfico, quanto maior a distância até a rede, menor a relação h/l e maior o valor de rDUNE, ou seja, menor dissipação de energia potencial.

A determinação do índice rDUNE é similar ao HAND e requer os mesmos dados, todos produtos derivados do MDE: MDE, direções de fluxo, áreas acumuladas de drenagem e rede de drenagem. O rDUNE incorpora o HAND na sua formulação, já que o atributo do HAND equivale ao valor do desnível topográfico h inserido no rDUNE. Logo, a obtenção do rDUNE envolve a obtenção do HAND e algumas operações adicionais, da seguinte forma:

i) Processamento básico do MDE para a remoção de depressões, determinação das direções de fluxo, áreas acumuladas de drenagem e extração da rede de drenagem;

ii) Cálculo do raster do atributo h, desnível topográfico de cada pixel até o ponto da rede de drenagem ao qual ele se conecta – ou seja, cálculo do índice HAND (descrito no item anterior deste capítulo);

iii) Cálculo da distância ao longo do caminho de fluxo desde cada pixel até o ponto da rede de drenagem

ao qual ele se conecta, como descrito no Capítulo 10, resultando no raster cujo atributo em cada pixel é o valor de l necessário para o rDUNE;

iv) Operação matemática envolvendo o raster do atributo h e o raster do atributo l, segundo a formulação matemática da Equação 12.9, resultando no raster cujo valor em cada pixel é o índice rDUNE.

O índice rDUNE obtido para uma área no munícipio de Divinópolis, em Minas Gerais, é mostrado na Figura 12.22, para exemplificar. A partir do MDE do SRTM 30, foi derivada a rede de drenagem e computadas as distâncias ao longo dos caminhos de fluxo até alcançar a rede, as quais representam a variável l na equação do rDUNE. O raster dessas distâncias evidencia as áreas com maior distanciamento à rede, em alguns pontos com valor de até mais de 4 km.

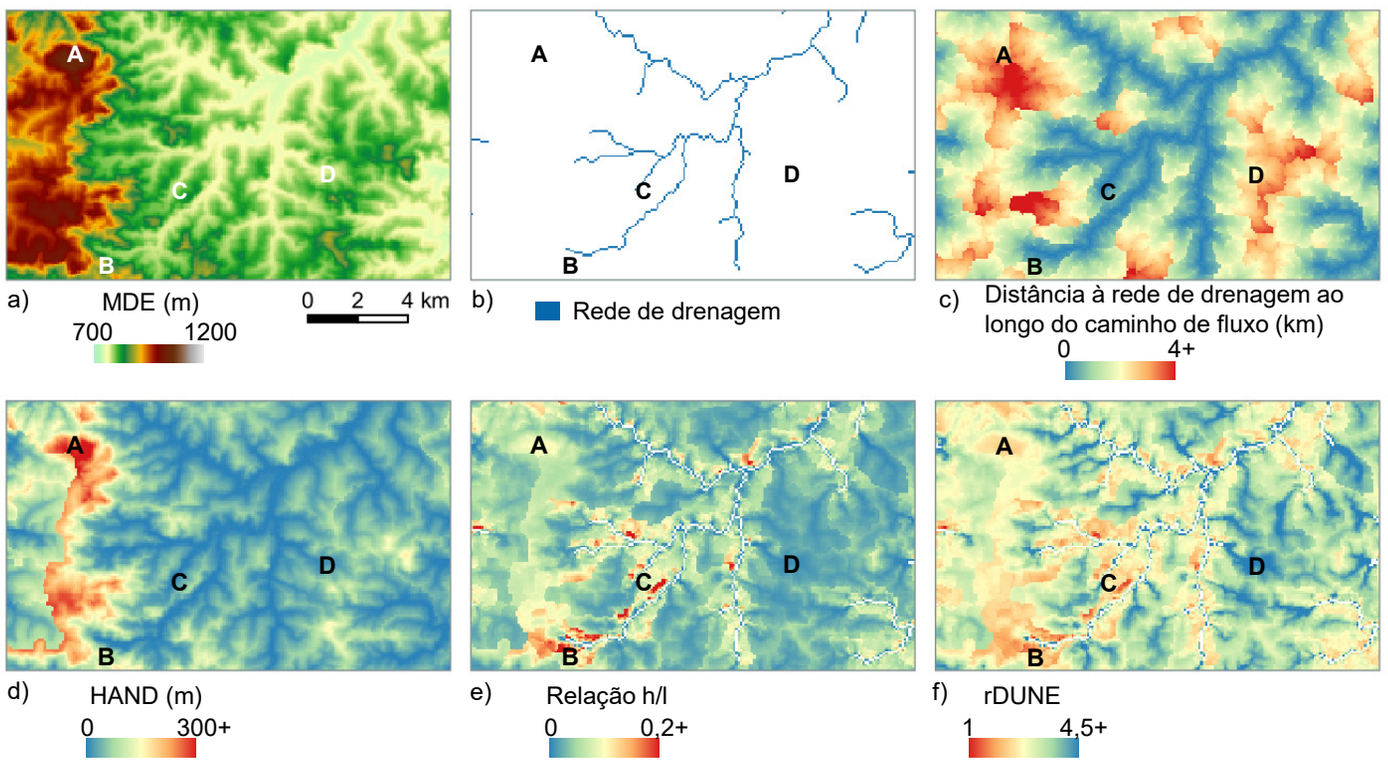


Figura 12.22 - a) MDE do SRTM 30 para uma área do município de Divinópolis (MG) e produtos derivados: b) Rede de drenagem; c) Distâncias ao longo dos caminhos de fluxo até a rede de drenagem; d) Índice topográfico HAND; e) Relação h/l, dada pela divisão entre distâncias calculadas em c) e elevações do HAND; f) Índice topográfico rDUNE.

Do MDE foi derivado também o HAND, que equivale à variável h na formulação do rDUNE e representa o desnível de elevação de cada pixel ao ponto da rede de drenagem ao qual ele se conecta segundo os caminhos de fluxo. O raster da relação h/l mostra um padrão espacial que é uma combinação dos padrões das variáveis h e l, mas esse padrão fica mais evidenciado pela aplicação da função logarítmica, com os valores do rDUNE propriamente.

O rDUNE nessa região do exemplo em questão variou de pouco menos de 1 até quase 11. As áreas com valores reduzidos de rDUNE indicam maior dissipação de energia potencial. São áreas com maior relação h/l. Isso ocorre para

regiões com grande distanciamento à rede, como em torno do ponto A, cuja distância é superior a 3 km, devido ao desnível em torno de 300 m em relação à rede de drenagem (h/l = 0,1), resultando em rDUNE de aproximadamente 2,3. Isso ocorre também em regiões como à esquerda de B, com menor distância à rede (~660 m), porém com desnível de elevação de quase 130 m (h/l = 0,2), resultando em rDUNE em torno de 1,6. Isso fica ainda mais intenso em outras áreas, como no ponto à direita de C, cuja distância à rede é de 210 m e desnível de elevação de apenas 60 m (h/l = 0,29), correspondendo a um rDUNE de 1,25.

Áreas como no entorno de E apresentam valores elevados de rDUNE, aproximadamente igual a 5 nesse caso, configurando baixa dissipação de energia potencial. Isso é resultante principalmente da elevação muito próxima à da rede de drenagem (menos de 10 m) combinada a uma distância elevada (1650 m), o que corresponde a h/l = 0,006.

Capítulo 13

Índices topográficos – parte 3: proteção e exposição ao vento

Em continuidade aos dois capítulos anteriores, este capítulo trata de um terceiro grupo de índices topográficos do MDE. São apresentados sete índices relacionados à proteção e exposição topográfica ao vento.

A partir da topografia, pode-se inferir sobre a exposição ou proteção de uma área à ação do vento. Essa análise é relevante para diferentes tipos de estudos em distintas áreas do conhecimento, como análises de distribuição espacial de poluentes atmosféricos, ocorrência e distribuição de espécies vegetais, potencial de aproveitamento de energia eólica, padrões espaciais de acumulação de neve e previsões climáticas, entre outras.

Variáveis ou índices topográficos derivados de um MDE que ajudam a analisar esse grau de exposição ou proteção topográfica à ação do evento incluem: o aspecto do terreno relativo ao vento, ângulo do horizonte (inclinação máxima contra o vento), a análise de pista de vento (fetch), a análise direcional do relevo e o índice de exposição ao fluxo do vento, entre outros. Essas variáveis topográficas são determinadas de forma dependente do vento considerado para análise, isto é, em função de um fluxo de vento atuante em determinada direção.

Neste capítulo, sete índices topográficos relacionados à proteção e exposição ao vento são discutidos, com apresentação dos conceitos e formulação, além de exemplo real de determinação, com interpretação dos resultados.

13.1 Aspecto do terreno relativo ao vento

O aspecto do terreno relativo ao vento é uma métrica derivada do aspecto, conceito básico que se refere à direção da máxima declividade em um determinado ponto do terreno, como visto no Capítulo 5. O aspecto do terreno relativo ao vento é definido como o ângulo entre o aspecto do terreno e a direção do vento, ambos medidos em relação ao norte (Figura 13.1; Antonić e Legović, 1999). O aspecto do terreno é derivado do MDE, enquanto a direção do vento é escolhida pelo usuário para a análise.

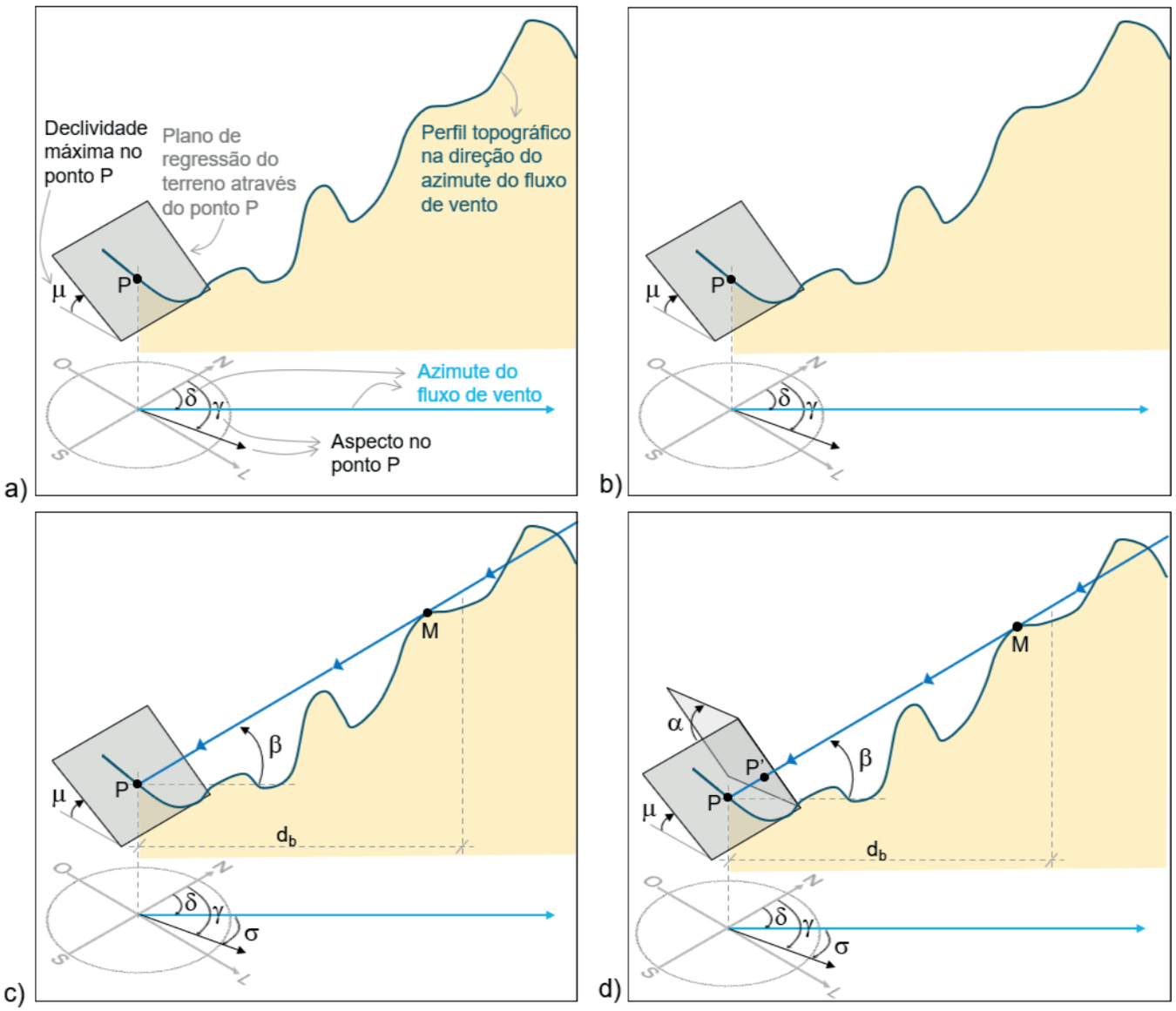


Figura 13.1 - a) Perfil topográfico na direção do azimute do fluxo de vento (δ), com indicação de um plano ajustado à topografia local no ponto P, cuja declividade local é μ e aspecto do terreno é γ; b) Indicação do aspecto do terreno relativo ao vento (σ), dado pela diferença entre aspecto do terreno e azimute do vento; c) Determinação do ângulo do horizonte β, a partir da identificação do ponto M no perfil topográfico, definido dentro de uma distância de busca d_b na direção do vento (Fonte: baseado em Antonic e Legovic, 1999).

Se a diferença entre o aspecto do terreno e a direção do vento for inferior ou igual a 180º, o aspecto relativo ao vento é diretamente tal diferença (Figura 13.2-a). Se essa diferença for superior a 180º, o aspecto relativo ao vento é ajustado para ser igual a 360 menos tal diferença (Figura 13.2-b). Dessa forma, a variável aspecto relativo ao vento assume valor entre 0 e 180º.

O valor 0 corresponde à situação na qual o ponto do terreno está orientado na posição barlavento (Lindsay e Rothwell, 2008), isto é, alinhado na direção de receber totalmente o vento, representando a máxima exposição ao vento considerado. O valor de 180 corresponde à situação oposta, na qual o ponto está na posição sotavento, oposto ao recebimento do vento, configurando a máxima proteção topográfica àquele vento adotado. Alternativamente, pode-se trabalhar com o cosseno do aspecto do terreno relativo ao vento (cos σ), o qual varia de 1 (barlavento, máxima exposição ao vento) a -1 (sotavento, máxima proteção topográfica ao vento) (Böhner e Antonić, 2009).

Uma limitação de analisar o grau de proteção ou exposição topográfica ao vento de uma área em função do aspecto do terreno relativo ao vento é que esse atributo topográfico considera apenas informações locais, na vizinhança imediata 3x3 ao redor de cada pixel (Lindsay e Rothwell, 2008). As elevações dos 8 pixels vizinhos são analisadas para determinar o aspecto do terreno e, pela quantificação da diferença com o ângulo de incidência do vento, tem-se a estimativa do aspecto do terreno relativo ao vento. A existência de possíveis obstáculos topográficos no entorno, fora da vizinhança 3x3, é totalmente ignorada nessa estimativa, mas pode representar efeitos reais de proteção contra a ação do vento (Lindsay e Rothwell, 2008).

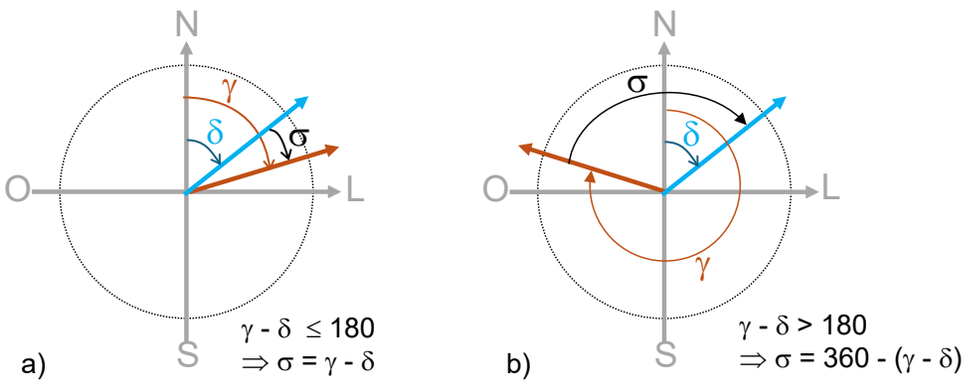


Figura 13.2 - Determinação do aspecto do terreno relativo ao vento (σ), em função da diferença entre o aspecto do terreno (γ) e o azimute do fluxo de vento em uma determinada direção (δ): a) Situação em que γ - δ ≤ 180; b) Situação em que γ - δ > 180.

A determinação do raster do aspecto do terreno relativo ao vento pode ser realizada por função específica em alguns softwares que apresentam essa disponibilidade, como o Whitebox GAT. As informações de entrada são o MDE ou o raster do aspecto do terreno e a informação do azimute da direção do vento.

É possível, também, determinar o atributo topográfico aspecto do terreno relativo ao vento a partir de um conjunto de operações comumente disponíveis na maioria dos softwares de SIG, da seguinte forma:

i) Determinação do raster do aspecto do terreno a partir do MDE, com ângulo medido em relação ao norte (azimute), via função específica;

ii) Operação aritmética com condicional para calcular a diferença entre o aspecto do terreno em cada pixel e o ângulo do azimute do vento selecionado: trata-se de operação de subtração entre raster e escalar, mas com a aplicação da checagem da condição especificada na Figura 13.2, e decisão por manter o resultado da diferença no pixel (quando γ - δ ≤ 180) ou substituir por valor obtido por outra operação aritmética entre raster e escalares [360 – (γ - δ)], se no pixel ocorre a condição γ - δ > 180.

Um exemplo de caso real da determinação do aspecto do terreno relativo ao vento é ilustrado na Figura 13.3, para uma área do município de Cristais Paulista, no estado de São Paulo, a partir do MDE do SRTM 30. Dois ventos em direções distintas entre si por 90º foram considerados para efeito de comparação no resultado do aspecto do terreno relativo ao vento.

Como esperado por definição desse atributo topográfico, nesse exemplo as áreas de encostas com faces voltadas diretamente para a incidência do vento correspondem aos menores valores – áreas mais claras nas imagens, como nos pontos A (valor 9º) e B (3º) para um vento a 45º. As áreas menos expostas ao vento estão em tons mais escuros nas imagens, como nos pontos C (148º) e D (176º) para um vento a 45º. Ao considerar um vento em direção distinta, a 135º, a intensidade da exposição ao vento estimada indiretamente pelo aspecto do terreno relativo ao vento é alterada, como pode-se perceber comparando os pontos A, B, C e D, que passam de valores 9, 3, 149 e 176º, na análise com vento a 45º, para 81, 87, 58 e 86º, respectivamente, na análise com vento a 135º.

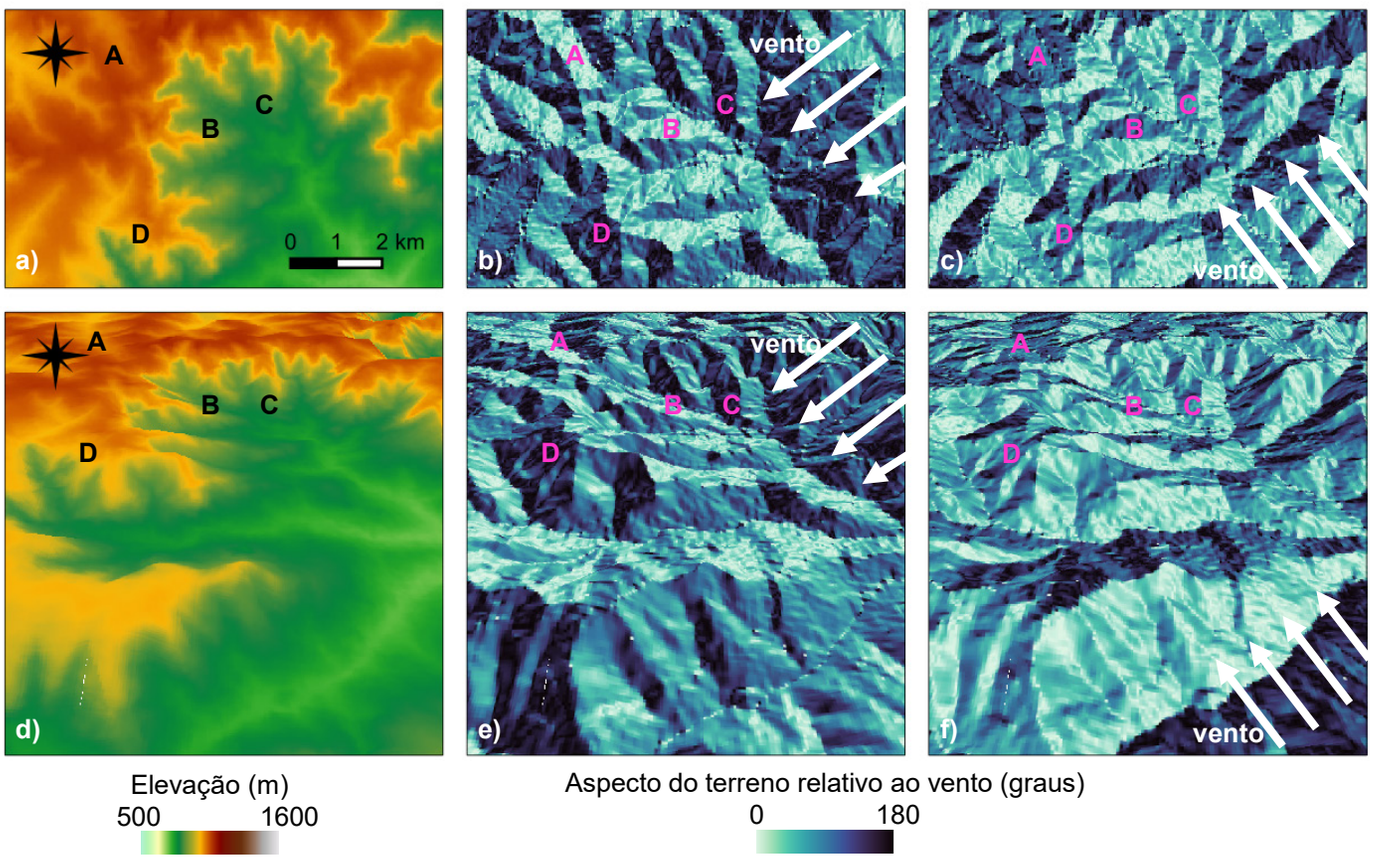


Figura 13.3 - a) MDE derivado dos dados do SRTM 30 para uma área do município de Cristais Paulista (SP); b), c) Aspecto do terreno relativo ao vento, determinado a partir do MDE para um vento com direção a 45º e a 135º, respectivamente; d), e), f) Visão 3D de parte do MDE e do raster de aspecto do terreno relativo ao vento mostrados em a), b) e c), respectivamente.

13.2 Ângulo do horizonte

Outro estimador do grau de exposição topográfica de uma área ao vento é o ângulo do horizonte. Para um determinado ponto do terreno, esse atributo topográfico é definido como sendo o máximo ângulo na vertical na direção do azimute do fluxo de vento proporcionado pela topografia, dentro de certa distância pré-estabelecida (Antonić e Legović, 1999).

O conceito de ângulo de horizonte é ilustrado no esquema da Figura 13.1-c. Mostra-se o perfil topográfico ao longo da direção do vento. Para o ponto P indicado e assumindo uma distância de busca d_b, a inclinação máxima possível é segundo a reta que liga o ponto P ao ponto M. Essa máxima inclinação configura o ângulo do horizonte.

Esse atributo topográfico é também conhecido por máximo ângulo de elevação (maximum elevation angle; Yokoyama et al., 2002) ou inclinação máxima contra o vento (maximum upwind slope), tendo como exemplos de aplicações a modelagem do efeito da radiação solar e o estudo de padrões espaciais de acumulação de neve (Antonić e Legović, 1999; Winstral et al., 2002; Winstral e Marks, 2002).

O ângulo do horizonte em um determinado ponto do terreno é dependente da direção do vento escolhida para análise e da distância definida para a busca. Para cada direção do vento, há uma conformação topográfica do terreno específica nessa direção, e não se pode fazer inferências sobre o ângulo do horizonte sem realizar sua determinação. A distância de busca tem um efeito conceitualmente esperado sobre o ângulo do horizonte: ao aumentar essa distância, mantidas as demais condições inalteradas, o ângulo do horizonte pode se manter igual ou aumentar, mas não diminuir.

Por exemplo, na Figura 13.4, para as distâncias de busca d_{b1}, d_{b2} e d_{b3}, sequencialmente crescentes, o ângulo do horizonte resultante cresce da situação 1 para a situação 2 ($\beta_2 > \beta_1$), mas se mantém o mesmo da situação 2 para a situação 3 ($\beta_3 = \beta_2$).

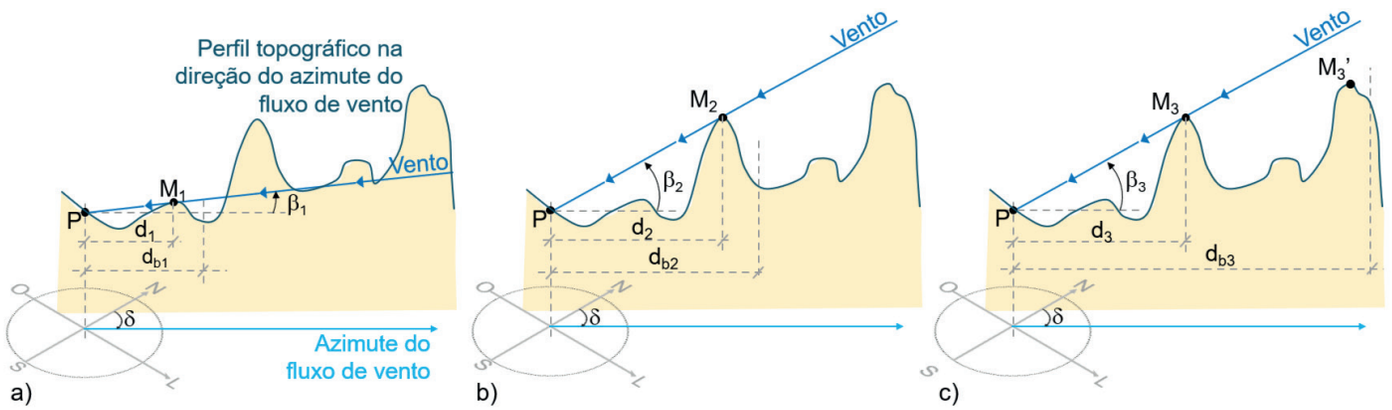


Figura 13.4 - a), b), c) Determinação do ângulo de horizonte (β_1, β_2, β_3) para um ponto do terreno P em relação a um fluxo de vento com azimute δ e certa distância de busca (d_{b1}, d_{b2}, d_{b3}): a partir do ponto P e dentro da distância máxima ao longo da direção δ, identifica-se o ponto (M_1, M_2 e M_3) que proporciona a máxima inclinação, correspondente a β.

Ao aumentar a distância de busca, pode haver a inclusão de pontos de maior elevação e que proporcionam maior inclinação considerando uma linha traçada desde o ponto P. Isso ocorre ao passar da distância d_{b1} para d_{b2}, com o ponto M_2 ocasionando o ângulo β_2 maior do que o ângulo que o ponto M_1 ocasionou para a distância d_{b1}.

Entretanto, ao passar da distância d_{b2} para d_{b3}, o ponto selecionado M_3 para a determinação do ângulo do horizonte é o mesmo ponto M_2, identificado na distância d_{b2}, mesmo existindo pontos como M_3', de maior elevação do que M_3. Isso ilustra como o aumento da distância de análise pode aumentar ou não o ângulo do horizonte, mas não pode resultar na redução do ângulo do horizonte, independente da variabilidade topográfica incluída nessa extensão da distância de busca.

A formulação matemática do ângulo do horizonte para um determinado ponto é conforme apresentado na Equação 13.1 (Böhner e Antonić, 2009), em função da distância até o ponto identificado como aquele que proporciona o maior ângulo e da diferença de elevação entre o ponto de análise e esse ponto identificado. No caso da Figura 13.4-a, por exemplo, o cálculo do ângulo do horizonte é função da distância d_1 e da diferença de elevação entre M_1 e P. Para as situações da Figura 13.4-b e Figura 13.4-c, os ângulos do horizonte são iguais entre si, mesmo com $d_{b3} > d_{b2}$, pois as variáveis envolvidas tem mesmo valor: $d_2 = d_3$ e a diferença de elevação entre M_2 e P é a mesma diferença entre M_3 e P.

$$\beta_P = arctan\left(\frac{\Delta z}{d}\right)_{max} \qquad \text{(Eq. 13.1)}$$

Onde β_p é o índice topográfico ângulo de horizonte no ponto P, d é a distância na horizontal desde P até um ponto M, e Δz é a diferença de elevação entre P e M, sendo M o ponto que proporciona o máximo ângulo na vertical na direção do azimute do fluxo de vento proporcionado pela topografia, dentro de uma distância de busca d_b.

Quanto maior o ângulo do horizonte, tem-se indicação de menor exposição topográfica ou maior proteção à ação do vento na direção analisada, dentro da distância de busca adotada. Por exemplo, na situação da Figura 13.4-a, dentro de uma distância de busca d_{b1}, tem-se um ângulo do horizonte reduzido, indicando que, nessa distância, há relativa grande exposição topográfica ao vento. Para maiores distâncias de análise, como d_{b2} (Figura 13.4-c), o ângulo do horizonte é elevado, indicador de reduzida exposição topográfica ao vento.

Não há consenso sobre recomendação de valor de distância a ser adotada, sendo usualmente adotada a prática de testar diferentes valores, embora também exista na literatura a abordagem de não impor uma restrição de distância na análise (Lindsay e Rothwell, 2008). Nessa última situação, a análise percorre ao longo da direção do vento considerado toda a imagem até a borda da cena. Entretanto, distâncias muito elevadas podem invalidar a simplificação de desconsiderar o efeito da curvatura da Terra.

Se a análise indicar que todos os pontos têm elevação inferior a P dentro da distância de busca estabelecida, isso resulta em um ângulo do horizonte abaixo da linha horizontal, o que corresponde a um valor negativo desse ângulo. Mas quantitativamente a diferenciação dentre os valores negativos não tem significado para essa grandeza e, por isso, recomenda-se adotar valor zero nessa situação (Antonić e Legović, 1999). Sejam valores negativos ou valor zero, isso é um indicador de áreas expostas ao evento (dentro da distância de análise), enquanto valores positivos representam áreas protegidas contra o vento, sendo tão mais protegidas quanto maior esse valor do ângulo do horizonte.

Uma limitação da associação entre a variável ângulo do horizonte e o grau de exposição topográfica ao vento é que somente se considera a ação do vento e a proteção topográfica de forma direta e exatamente alinhadas com determinada direção adotada para análise. Ou seja, são desprezados os efeitos de desvio ou mudança de direção do vento. Uma

forma de contornar isso é calcular o ângulo do horizonte para uma faixa de direções do vento, por exemplo de 2º em 2º para direções entre 30º e 50º, e fazer a média desses valores. Esse resultado seria mais representativo do que unicamente calcular para uma direção em particular (Winstral et al., 2002; Winstral e Marks, 2002).

A determinação do ângulo do horizonte requer como informação de entrada apenas o MDE, a definição do ângulo de incidência do vento, medido em relação ao norte, e o valor definido para a distância de busca. Embora o conceito seja simples, o cálculo do ângulo do horizonte requer um algoritmo específico, não sendo possível fazê-lo via operações comuns disponíveis nos softwares de SIG. Alguns softwares disponibilizam função específica para essa finalidade, como o Whitebox GAT.

Um exemplo de raster de ângulo do horizonte determinado a partir do MDE do SRTM 30 é mostrado na Figura 13.5, para uma área do município de Cristais Paulista, no estado de São Paulo. Foi considerado um vento a 45º e quatro condições distintas de distância de análise: 300 m, 800 m, 2000 m e distância limitada apenas pela borda da imagem. A última condição representa a situação em que a busca ocorre por toda a extensão da cena, segundo a orientação do ângulo do vento considerado. Nesse exemplo, a cena inteira trabalhada, que não é completamente mostrada na figura, tem borda distante mais de 50 km da região exibida, segundo cálculo a um ângulo de 45º.

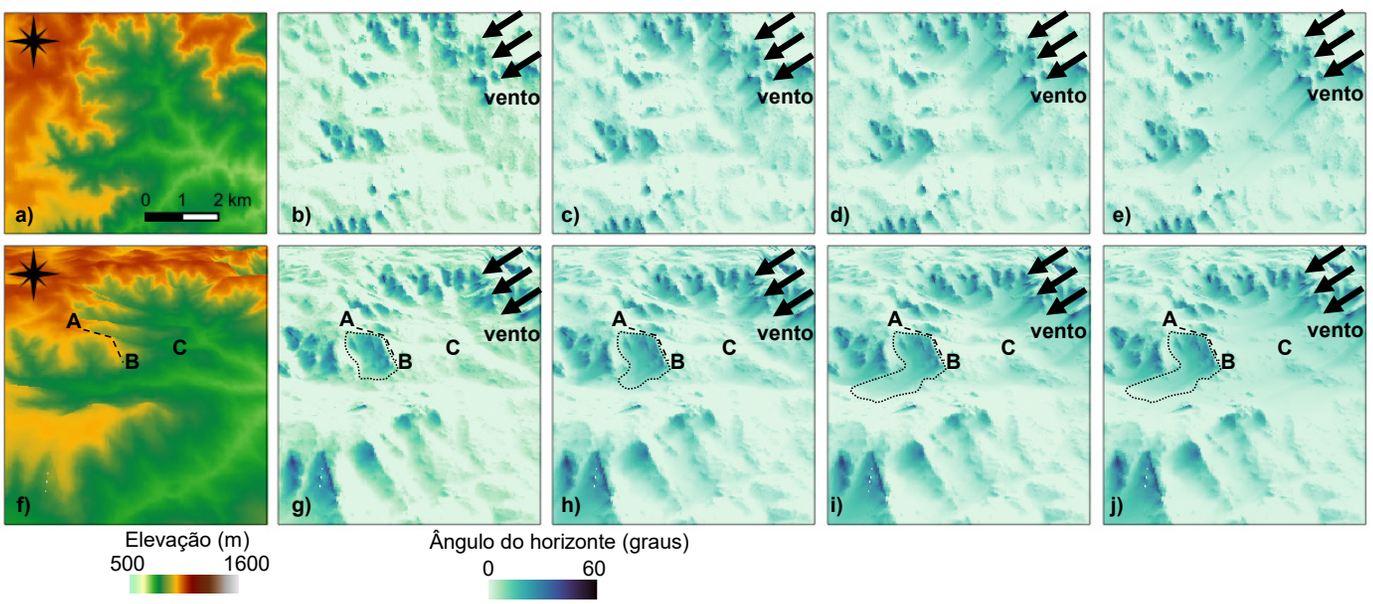


Figura 13.5 - a) MDE do SRTM 30 para uma área do município de Cristais Paulista (SP); b), c), d), e) Rasters do ângulo do horizonte determinado a partir do MDE, considerando um vento a 45º e distâncias de busca de 300 m, 800 m, 2000 m e limitada apenas pela borda da imagem (borda fora da figura), respectivamente; f), g), h), i), j) Visão 3D de parte do MDE e dos rasters do ângulo do horizonte mostrados em a), b), c), d), e e), respectivamente.

Nos rasters do ângulo do horizonte do exemplo em questão, as áreas em tons claros são as áreas mais expostas topograficamente ao vento, enquanto as áreas escuras são mais protegidas, correspondendo aos maiores ângulos do horizonte. A visão 3D do MDE e dos rasters do ângulo do horizonte ajudam a compreender os resultados do padrão espacial de áreas mais ou menos expostas ao vento.

O padrão geral é que o incremento da distância considerada diminui a quantidade de áreas com maior exposição ao vento, já que, como sabido conceitualmente, quanto maior a distância os ângulos do horizonte não diminuem, apenas aumentam ou permanecem os mesmos.

Para ilustrar, considere a região de maior elevação situada ao longo da linha tracejada de A até B. Para o vento selecionado para análise, essa região serve de proteção topográfica na distância de busca de 300 m para a área de menor elevação indicada pelo polígono pontilhado. Com o aumento da distância de busca no cálculo do ângulo do horizonte, mais áreas a sudoeste de A-B passam a ser protegidas pela topografia de A-B, como evidenciam os polígonos traçados para as distâncias de 800 m e 2000 m. Ao passar de 2000 m para a situação de distância até a borda da imagem, mais de 50 km distante, a região pontilhada protegida por A-B praticamente não se altera. Isso ocorre porque do limite dessa área pontilhada no sentido sudoeste as elevações começam a aumentar e até ultrapassam as elevações de A-B em alguns pontos. Ou seja, ou se formam ângulos do horizonte muito reduzidos, indicador de pouca proteção topográfica proporcionada por A-B, ou se configuram áreas de grande exposição, com valores nulos para o ângulo do horizonte.

13.3 Índice de abertura da superfície

O índice de abertura da superfície (do inglês openness surface) foi concebido por Yokoyama et al. (2002) como uma forma de caracterizar e representar a superfície topográfica enfatizando a concavidade e convexidade predominantes. A motivação original dos referidos autores foi incrementar a visualização da topografia e facilitar a interpretação das formas de relevo da superfície terrestre, mas reconhecendo que também se aplica para análises do relevo do fundo do mar, da superfície de outros planetas e até de qualquer superfície irregular como aquelas produzidas por procedimentos industriais. De certa forma, o índice de abertura da superfície representa o grau de dominância ou enclausuramento de um ponto na superfície irregular em que ele se encontra (Prima et al., 2006).

Aplicações diversas do índice de abertura da superfície incluem, por exemplo, a análise de áreas de deslizamento de massa (Görüm, 2019), no auxílio a técnicas de mapeamento geomorfológico semiautomático (Anders et al., 2011) e a distribuição espacial de características do solo como estoques de carbono orgânico (Ließ et al., 2016), entre outros.

O índice de abertura da superfície é uma medida angular e é composto sob duas partes distintas e não complementares: a abertura positiva (positive openness) e a abertura negativa (negative openness). A compreensão do conceito e da representação das aberturas positiva e negativa se torna mais fácil com o esquema mostrado na Figura 13.6. Mostra-se o perfil topográfico traçado em uma determinada direção com azimute δ e que passa por um ponto de interesse P no terreno. Considerando uma certa distância de busca d_b, a partir de P pode-se identificar no perfil topográfico qual o ponto que proporciona a maior inclinação positiva (no sentido "acima da superfície"). Esse ponto é indicado por Ma e está situado a uma distância d_{Ma} de P na horizontal. Uma reta traçada de P até Ma forma um ângulo β com a linha horizontal que é o máximo ângulo de elevação, ou também conhecido como ângulo do horizonte, como descrito em item anterior deste capítulo.

No outro sentido, pode-se identificar ao longo do mesmo perfil topográfico da Figura 13.6 e também dentro da restrição da distância de busca, o ponto que proporciona a maior inclinação negativa (no sentido "abaixo da superfície"). Esse ponto é indicado por Mi na figura mencionada, situado a uma distância d_{Mi} de P. A inclinação da reta P-Mi com a horizontal corresponde ao ângulo φ, que é chamado de mínimo ângulo de elevação.

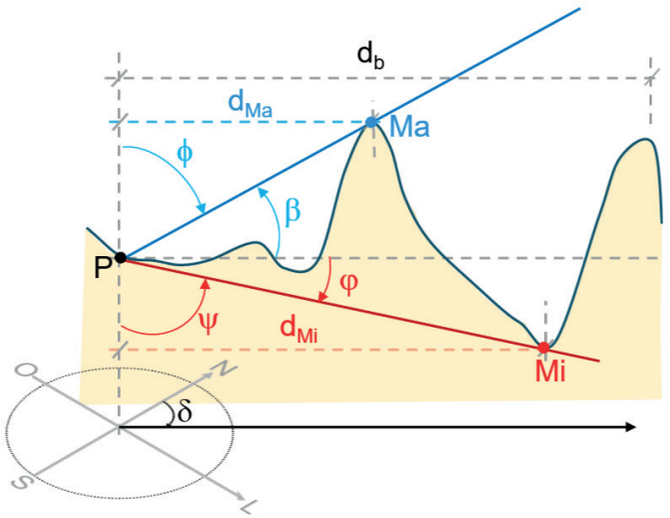


Figura 13.6 - Perfil topográfico e esquema de determinação da abertura da superfície positiva (ϕ) e negativa (ψ) para um ponto P do terreno considerando uma direção de análise específica com azimute δ e distância de busca d_b: o ponto Ma, situado a uma distância horizontal d_{Ma} de P, é o que proporciona ângulo máximo de elevação β e o ponto Mi, situado a uma distância horizontal d_{Mi} de P, é o que proporciona ângulo mínimo de elevação φ (baseado em Yokoyama et al., 2002).

O máximo e o mínimo ângulos de elevação podem ser obtidos matematicamente pelas Equações 13.2 e 13.3, respectivamente. A Equação 13.2 é a mesma Equação 13.1, que corresponde ao ângulo do horizonte.

$$\beta_P = arctan\left(\frac{Z_{Ma} - Z_P}{d_{Ma}}\right) \quad \text{(Eq. 13.2)}$$

$$\varphi_P = arctan\left(\frac{Z_{Mi} - Z_P}{d_{Mi}}\right) \quad \text{(Eq. 13.3)}$$

Onde β_p e φ_p são o ângulo máximo e mínimo de elevação, respectivamente, no ponto P; Z_p é a elevação em P; Z_{Ma} e Z_{Mi} são as elevações nos pontos Ma e Mi que proporcionam os ângulos β_p e φ_P, respectivamente; d_{Ma} e d_{Mi} são as distâncias horizontais dos pontos Ma e Mi ao ponto P, respectivamente.

A Equação 13.2 resulta em um ângulo β positivo se o ponto Ma tem elevação superior a P ($Z_{Ma} > Z_p$) e negativo no caso contrário ($Z_{Ma} < Z_p$). Analogamente, a Equação 13.3 resulta em um ângulo φ negativo se $Z_{Mi} < Z_p$ e em um ângulo φ positivo para $Z_{Mi} > Z_p$.

A partir de β e φ, pode-se definir os ângulos ϕ e ψ mostrados também na Figura 13.6. O ângulo ϕ é o ângulo zenital, formado entre a vertical (zênite) do ponto P e a reta de máxima inclinação positiva, que une P e Ma. O ângulo ψ é o ângulo Nadiral, formado entre o Nadir no ponto P (isto é, a reta diametralmente oposta ao zênite) e a reta de máxima inclinação negativa, que une P e Mi. Matematicamente, os ângulos ϕ e ψ são determinados segundo as Equações 13.4 e 13.5, respectivamente.

$$\phi_P = 90 - \beta_P \quad \text{(Eq. 13.4)}$$

$$\psi_P = 90 + \varphi_P \quad \text{(Eq. 13.5)}$$

Onde ϕ_P e ψ_P são o ângulo zenital e o ângulo nadiral, respectivamente, no ponto P.

Enquanto os ângulos β e φ podem assumir valores positivos ou negativos, conforme a diferença de elevações entre o ponto escolhido (Ma para β e Mi para φ) e o ponto P, os ângulos ϕ e ψ resultam matematicamente sempre em valores positivos. Quando β é positivo, ele é limitado ao máximo de 90º, conforme pode-se compreender pelo esquema da Figura 13.6. Logo, deduz-se da Equação 13.4 que ϕ é limitado ao valor mínimo de zero. Analogamente, quando φ é negativo, esse ângulo pode ir até -90º. Da Equação 13.5, vê-se que ψ tem limite mínimo igual a zero.

O esquema indicado na Figura 13.6 e as deduções dos ângulos indicados correspondem a uma direção arbitrária com azimute δ e considerando uma distância de busca d_b. Mantendo essa distância de busca, para o ponto P em questão pode-se repetir essa análise para direções correspondentes aos oito ângulos segundo as direções cardeais e colaterais: 0º, 45º, 90º, 135º, 180º, 225º, 270º e 315º. Dessa forma, faz-se a identificação do máximo e mínimo ângulos de elevação e a determinação dos ângulos zenital ϕ e Nadiral ψ para cada uma daquelas oito direções de análise. A partir desses valores, o índice de abertura positiva ϕ_P e o índice de abertura negativa ψ_P no ponto P são definidos como iguais à média aritmética dos ângulos zenital e Nadiral nas oito direções, respectivamente (Equação 13.6 e Equação 13.7; Yokoyama et al., 2002).

$$\phi_P = \left(\frac{\phi_0 + \phi_{45} + \phi_{90} + \phi_{135} + \phi_{180} + \phi_{225} + \phi_{270} + \phi_{315}}{8}\right) \quad \text{(Eq. 13.6)}$$

$$\psi_P = \left(\frac{\psi_0 + \psi_{45} + \psi_{90} + \psi_{135} + \psi_{180} + \psi_{225} + \psi_{270} + \psi_{315}}{8}\right) \quad \text{(Eq. 13.7)}$$

Como os ângulos ϕ e ψ são sempre positivos em qualquer direção, as métricas ϕ_P e ψ_P também assumem apenas valores positivos. Entretanto, Yokoyama et al. (2002) adotaram a convenção de nomear ϕ_P e ψ_P como índice de abertura positiva e índice de abertura negativa, respectivamente, pela associação da nomenclatura com a representação dos índices. A abertura positiva da superfície se associa mais facilmente à abertura "acima da superfície", enquanto a abertura negativa se refere à abertura "abaixo da superfície" (Yokoyama et al., 2002). Por isso, é dito que o conceito de abertura da superfície incorpora o princípio de linha de visão, considerando duas perspectivas do visualizador (Prima et al., 2006).

Na Figura 13.7, são ilustradas três configurações de relevo distintas e as correspondentes determinações da abertura positiva e negativa em duas direções diametralmente opostas, para certa distância de busca d_b mantida constante. O ponto T configura uma situação de cume (Figura 13.7-a), que apresenta abertura positiva elevada, superior a 90º, tanto para a direção de análise de 45º (no sentido da direita da figura) quanto para a direção de análise de 225º (no sentido da esquerda da figura). Em termos de abertura negativa (Figura 13.7-b), um ponto de cume como T tem valor inferior a 90º e quão mais reduzido quanto mais inclinado o perfil topográfico desde T.

Para um ponto de fundo de vale como S na Figura 13.7-c, a abertura positiva é inferior a 90º e tão mais reduzida quanto mais encaixado for esse vale. Esse mesmo ponto tem abertura negativa elevada, superior a 90º e tão maior quanto mais encaixado for o vale (Figura 13.7-d). Para uma área de menor variabilidade topográfica no entorno (dentro da distância de busca), como no ponto U (Figura 13.7-e), tanto a abertura positiva quanto a negativa tendem a ter valores

próximos a 90º.

As análises descritas a partir dos exemplos da Figura 13.7 são para a distância de busca indicada. A variação dessa distância altera o grau de abertura da superfície resultante. Quanto menor a distância de busca, os resultados se referem às características locais da topografia e, quanto maior esse parâmetro, a análise corresponde à topografia de maior escala (Prima et al., 2006).

Ao aumentar a distância de busca, os ângulos máximos e mínimos de elevação tendem a aumentar em módulo (podem aumentar ou permanecer o mesmo valor, mas não reduzir – como descrito no item sobre o atributo topográfico ângulo do horizonte neste capítulo). Como resultado, a abertura positiva e a abertura negativa tendem a diminuir com o aumento da distância (podem diminuir ou permanecer o mesmo valor, mas não aumentar).

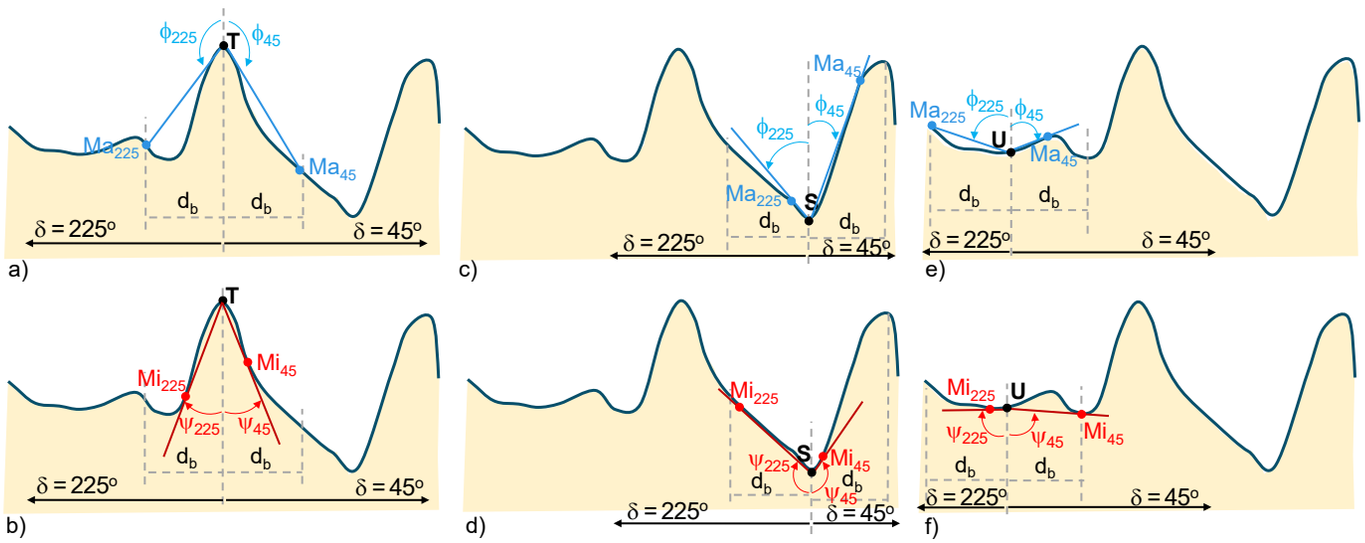


Figura 13.7 - Perfil topográfico traçado ao longo da direção azimutal 45º (no sentido da direita da figura) e 225º (no sentido da esquerda da figura), com indicação das aberturas positiva (φ) e negativa (ψ) para um ponto de cume (T), um ponto de fundo de vale (S) e um ponto de área relativamente plana (U) considerando distância de busca d_b; pontos Ma e Mi são os que proporcionam os ângulos máximo e mínimo de elevação, respectivamente, nas direções correspondentes (baseado em Yokoyama et al., 2002).

A determinação do índice de abertura da superfície requer o desenvolvimento de um algoritmo específico, como o disponibilizado no software SAGA GIS e no software Whitebox GAT. Não é possível fazer essa determinação apenas combinando operações usualmente disponíveis na maioria dos softwares de SIG. Para obter o índice de abertura da superfície, a informação de entrada é o MDE e deve-se definir a distância de busca desejada para a análise.

Como exemplo de estudo de caso real, as aberturas positiva e negativa da superfície obtidas do processamento do MDE do SRTM 30 para uma área do município de Cristais Paulista (SP) são mostradas na Figura 13.8. Percebe-se como a abertura positiva da superfície alcança ângulos maiores para pontos de topos de morro como em A e menores valores em áreas de topografia mais encaixada como abaixo de B. Inversamente, em áreas de topo de morro (como A) a abertura negativa tem menores valores e em áreas de vale encaixado (como abaixo de B) esse índice alcança os maiores valores. Em áreas de relevo mais homogêneo como C, predominam valores medianos tanto de abertura positiva quanto de abertura negativa.

Ao aumentar a distância de busca de 300 m para 2000 m no exemplo em questão, há uma redução de valores tanto na abertura positiva quanto na negativa, o que facilita distinguir entre si as áreas com os maiores ângulos, como se percebe no entorno de A e abaixo de B, por exemplo.

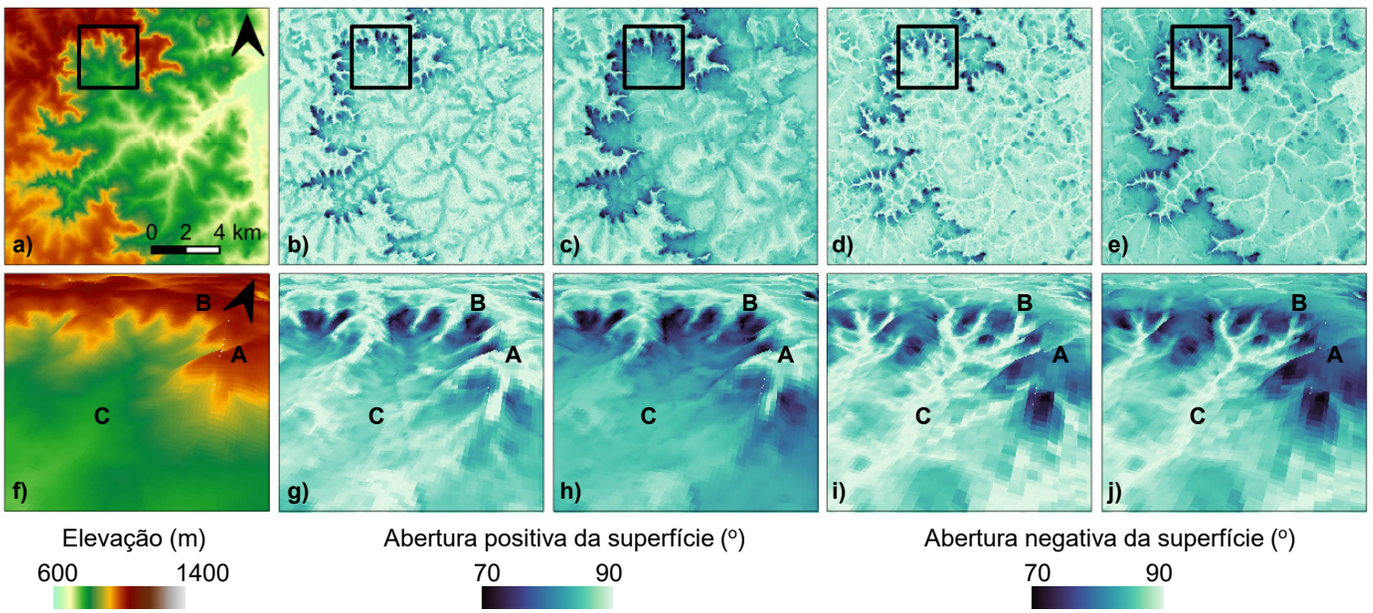


Figura 13.8 - a) MDE do SRTM 30 para uma área do município de Cristais Paulista (SP); b),c) Abertura positiva da superfície, para distâncias de busca (d_b) de 300 e 2000 m, respectivamente; d), e) Abertura negativa da superfície para d_b igual a 300 e 2000 m, respectivamente; f), g), h), i), j) Visão 3D de parte do MDE e dos rasters de abertura da superfície mostrados (retângulo preto) em a), b), c), d), e), respectivamente.

13.4 Índice de proteção morfométrica (MPI)

O índice topográfico denominado índice de proteção morfométrica (morphometric protection index, MPI) tem concepção relacionada ao índice de abertura positiva da superfície, mas não são atributos equivalentes, embora haja confusão nesse sentido (Kaneda e Chiba, 2019).

Para o índice de abertura positiva em um dado ponto P do terreno como o do exemplo mostrado para outros índices (Figura 13.6 e Figura 13.9), foi mostrada a necessidade de identificar o ponto Ma, que proporciona o ângulo máximo de elevação (β), considerando uma busca ao longo de uma distância d_b na direção escolhida δ. O ângulo de abertura positiva (ϕ) é dado pela subtração de 90 por β, independente de quando β é positivo (acima da linha horizontal, fazendo com que ϕ seja inferior a 90°) ou negativo (abaixo da linha horizontal, fazendo com que ϕ seja maior que 90°).

Para o índice de proteção morfométrica, usa-se também o próprio ângulo β correspondente ao ângulo máximo de elevação, porém com a aplicação de uma condição: quando β é negativo, toma-se o valor zero (Jancewicz e Porębna, 2022; Kaneda e Chiba, 2019).

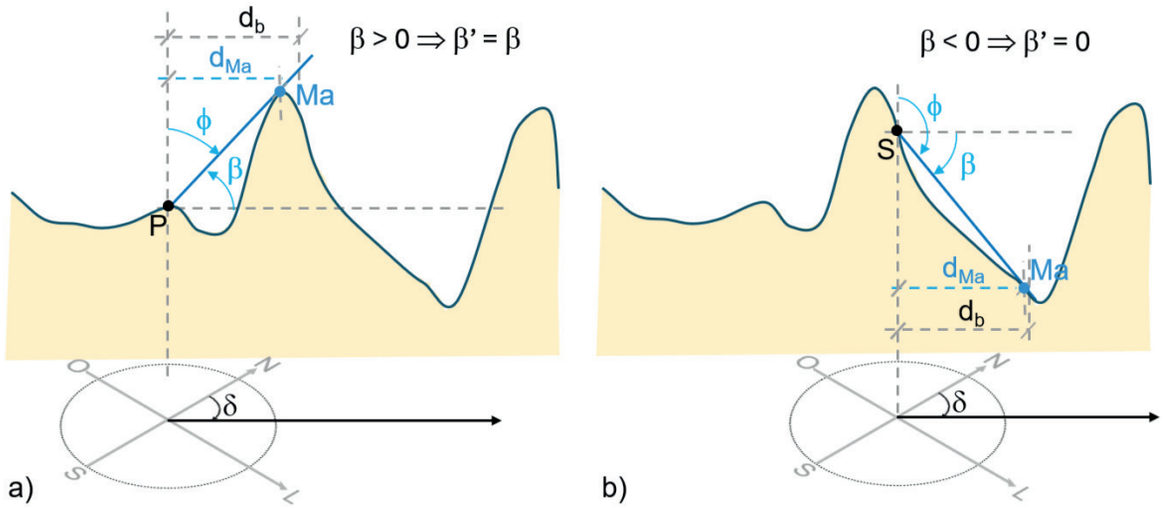


Figura 13.9 - Perfil topográfico e esquema de determinação do ângulo para cálculo do índice de proteção morfométrica (MPI) para um ponto P (a) e S (b) do terreno, considerando uma direção de análise específica com azimute δ e distância de busca d_b: o ponto Ma, situado a uma distância horizontal d_{Ma} do ponto sob análise, é o que proporciona ângulo máximo de elevação β; para P, β > 0 e por isso esse ângulo é usado para o MPI (β' = β); para S, β < 0 (abaixo da linha horizontal), tornando β' = 0 para o MPI.

Para compor exatamente o índice MPI, faz-se essa análise para as oito direções referentes aos pontos cardeais e colaterais (0º, 45º, 90º, 135º, 180º, 225º, 270º e 315º) e toma-se a média aritmética desses oito valores (Equação 13.8 e Equação 13.9).

$$MPI_P = \left(\frac{\beta'_0 + \beta'_{45} + \beta'_{90} + \beta'_{135} + \beta'_{180} + \beta'_{225} + \beta'_{270} + \beta'_{315}}{8} \right) \quad \text{(Eq. 13.8)}$$

$$\beta'_\delta = \begin{cases} \beta_\delta, & se\ \beta_\delta > 0 \\ 0, & se\ \beta_\delta < 0 \end{cases} \quad \text{(Eq. 13.9)}$$

Onde MPI_p é o índice de proteção morfométrica em P; β_δ é o ângulo máximo de elevação na direção de análise com azimute δ; β_δ' é a conversão de β_δ para o cálculo do MPI.

Por essa formulação matemática, tem-se que o MPI em um ponto qualquer do terreno é uma medida angular sempre positiva ou nula. Como o MPI considera apenas a topografia acima desse ponto dentro da área de busca, desprezando as áreas de menor elevação, esse índice assume valor zero tanto em áreas planas quanto em áreas de topos de morros (Kaneda e Chiba, 2019).

Como o nome já faz referência, o MPI é um atributo derivado do MDE usado para retratar o grau de proteção topográfica do entorno ao ponto em análise quanto à ação do vento. Como o MPI é calculado considerando as análises realizadas nas oito direções cardeais e colaterais, ele se difere por não ser uma medida referente a um vento com direção específica de interesse, como outros índices. Quanto maior o valor de MPI, maior é a proteção ao vento, de forma geral, que a topografia do entorno oferece ao ponto sob análise, considerando certa distância definida para essa análise. Quando o MPI é zero, tem-se a situação de máxima exposição ao vento, que corresponde às áreas planas ou áreas de topo de morro.

O MPI é um índice com aplicações diversas relacionadas à influência da exposição ao vento, como para a análise de características ecológicas como o crescimento de espécies vegetais (Salekin et al., 2021), a variabilidade espacial de características do solo (Salekin et al., 2021) e a dispersão de poluentes atmosféricos (Pejović et al., 2017), entre outros.

Para determinar o MPI, as informações requeridas são o MDE e a definição da distância de busca para análise. Não é possível realizar essa determinação apenas combinando operações comumente existentes na maioria dos softwares de SIG. É necessário um algoritmo específico para essa finalidade, seja com o desenvolvimento de uma rotina computacional própria pelo usuário a partir da formulação do índice, seja usufruindo de softwares que já disponibilizam procedimento específico, como o SAGA GIS.

Um exemplo real do índice MPI derivado do MDE do SRTM 30 para uma área entre os municípios de Cristais Paulista (SP) e Claraval (MG) é mostrado na Figura 13.10, considerando duas distâncias de busca distintas (300 e 2000 m). Na região em questão, o MPI varia de 0 até 30º. Os maiores valores acontecem nas áreas de encostas relativamente encaixadas, como à direita de A, indicando as maiores proteções topográficas contra o vento. Com o aumento da distância de busca na determinação do MPI, de 300 para 2000 m, aumentam as áreas com maior proteção.

No mesmo exemplo, percebe-se como as áreas de topografia mais aberta como em torno de B e, principalmente, ainda mais distantes de áreas elevadas, como em C, representam as áreas de menor MPI, ou seja, menor proteção contra o vento. A visualização 3D permite compreender melhor a variação do MPI em função do relevo. Áreas abertas e relativamente planas como no topo dos morros (por exemplo, em D) e em áreas de menor elevação (por exemplo, em F) tem os menores índices de proteção morfométrica. Nas áreas de vales de encostas como abaixo à esquerda e à direita de E, há a maior proteção.

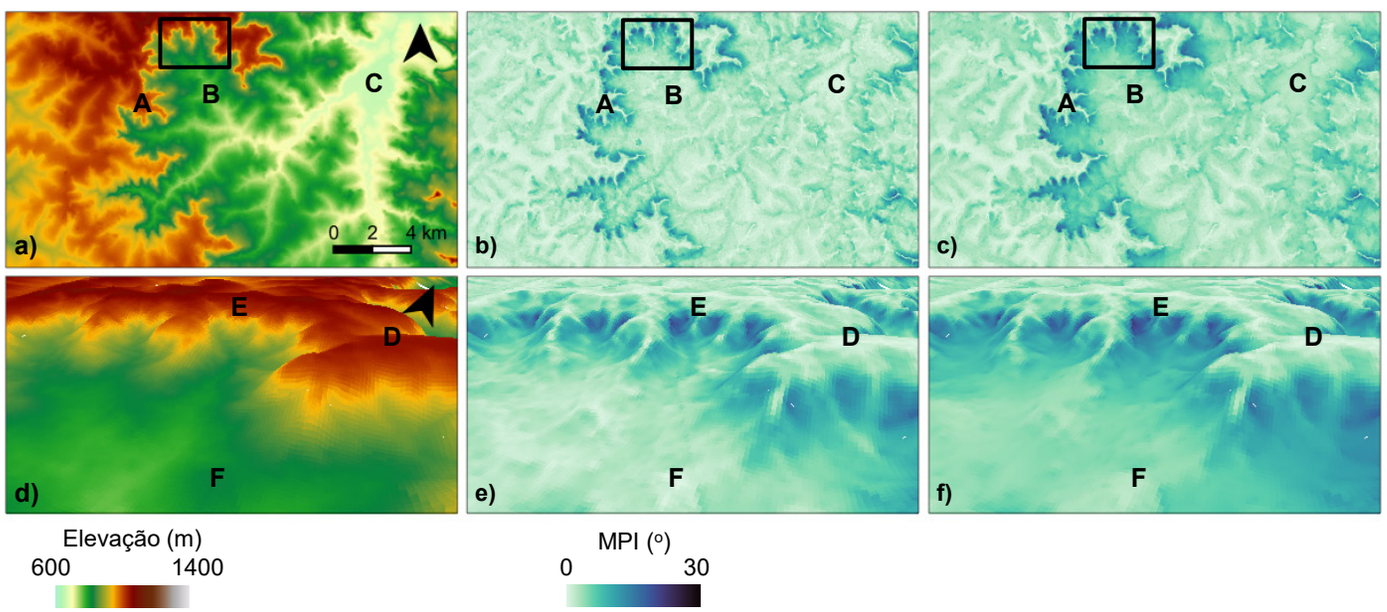


Figura 13.10 - a) MDE do SRTM 30 para uma área do município de Cristais Paulista (SP); b),c) Índice de proteção morfométrica (MPI) obtido para distância de busca de 300 e 2000 m, respectivamente; d), e), f) Visão 3D de parte do MDE e dos rasters de abertura da superfície mostrados (retângulo preto) em a), b) e c), respectivamente.

13.5 Índice de exposição do terreno ao fluxo de vento inclinado

O índice de exposição do terreno ao fluxo de vento inclinado, conhecido em inglês por terrain exposure toward the sloped wind flux, foi proposto por Antonić e Legović (1999) e combina as variáveis topográficas aspecto do terreno relativo ao vento e ângulo do horizonte (Lindsay e Rothwell, 2008). Trata-se de um indicador de exposição que leva em conta o efeito de proteção topográfica de áreas no entorno do ponto em análise, dentro de uma certa distância pré-definida. Aplicações desse índice incluem a análise de poluição atmosférica, modelagem do efeito topográfico sobre a radiação solar e até em estudos ecológicos, como relacionado à distribuição espacial de espécies vegetais (Antonić e Legović, 1999).

A exposição do terreno ao fluxo de vento inclinado para um determinado ponto P do terreno é definida como o cosseno do ângulo α entre dois planos: um plano ajustado para representar a topografia local em P e um plano ortogonal ao fluxo do vento. Esse ângulo é ilustrado no esquema da Figura 13.11, que mostra o perfil topográfico na direção do vento considerado e o traçado dos dois planos mencionados. Essa figura representa uma continuidade do esquema mostrado na Figura 13.1, quando se ilustrou passo a passo a obtenção das variáveis relacionadas à determinação do ângulo do horizonte e do aspecto do terreno relativo ao vento.

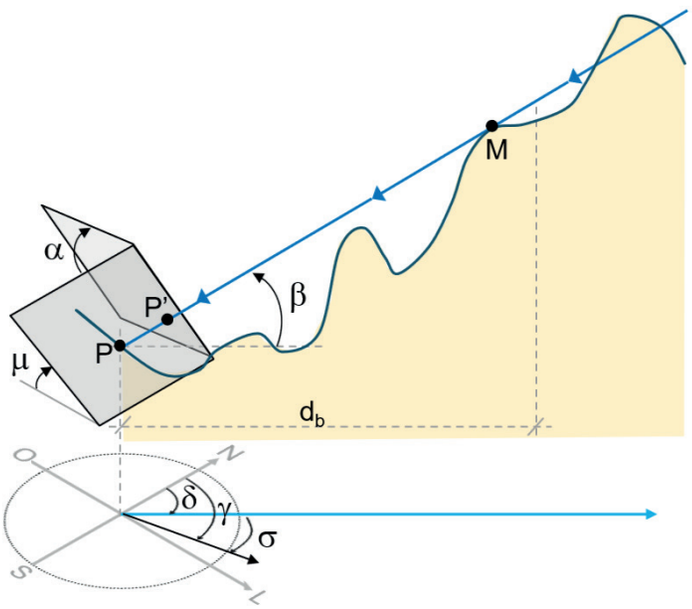


Figura 13.11 - Perfil topográfico na direção do azimute do fluxo de vento (δ), com: indicação de um plano ajustado à topografia local no ponto P, cuja declividade local é μ e aspecto do terreno é γ; indicação do aspecto do terreno relativo ao vento (σ), dado pela diferença entre aspecto do terreno e azimute do vento; determinação do ângulo do horizonte β, a partir da identificação do ponto M no perfil topográfico, definido dentro de uma distância de busca d_b na direção do vento; identificação do ângulo α, formado entre o plano ajustado à topografia local em P e um plano ortogonal ao fluxo de vento (o ponto P' é a projeção de P nesse plano ortogonal ao vento), e cujo cosseno representa o índice de exposição do terreno ao fluxo de vento inclinado (Fonte: baseado em Antonic e Legovic, 1999).

O cálculo do cosseno de α é dado pela Equação 13.10.

$$cos \propto = cos\ \mu \cdot sen\ \beta + sen\ \mu \cdot cos\ \beta \cdot cos\ (\delta - \gamma) \qquad \text{(Eq. 13.10)}$$

Onde α é o ângulo formado entre o plano ajustado à topografia local no ponto de interesse e um plano ortogonal ao fluxo de vento; β é o ângulo de horizonte; μ é a declividade local; γ é o aspecto do terreno; δ é a direção do azimute do fluxo de vento.

O valor máximo do índice de exposição ao vento inclinado em um determinado ponto ocorre para cos α igual a 1, ou seja, α é zero. Isso significa que o plano ajustado à topografia local nesse ponto e o plano ortogonal ao fluxo de vento formam ângulo nulo entre eles, ou seja, o fluxo de vento é ortogonal e frontal ao plano ajustado à topografia local nesse ponto. A mínima exposição ao fluxo de vento inclinado ocorre quando cos α é -1, ou seja, α é 180º. Essa situação ocorre quando o fluxo de vento é ortogonal pela face oposta ao plano ajustado à topografia no ponto em análise, configurando o caso que a topografia oferece máxima proteção ao vento em questão.

Quando o vento é horizontal, o ângulo de horizonte β é zero, e a Equação 13.10 é simplificada para a Equação 13.11, que representa o que Antonić e Legović (1999) consideram um outro índice topográfico, chamado de exposição do terreno em relação ao fluxo de vento horizontal. A transição da Equação 13.10 para a Equação 13.11 também ocorre se a distância de busca d_b é considerada zero, o que resulta em β também igual a zero.

$$cos \propto = sen\ \mu \cdot cos\ (\delta - \gamma) \qquad \text{(Eq. 13.11)}$$

A determinação da exposição do terreno ao fluxo de vento inclinado requer como informações de entrada: o raster da declividade local; a definição do azimute do vento que se quer analisar; o raster do ângulo do horizonte e o raster do aspecto do terreno.

Se todas essas variáveis já estão calculadas, a exposição do terreno ao fluxo de vento inclinado é obtida por operação matemática envolvendo rasters, escalares e funções trigonométricas conforme Equação 13.11. A maioria dos softwares de SIG apresenta ferramenta para esse tipo de cálculo.

Partindo desde o MDE, a determinação do índice de exposição ao fluxo de vento inclinado requer obter as variáveis necessárias ao cálculo. Nesse caso, a declividade local e o aspecto do terreno são obtidos por processamento do MDE via operações comuns disponíveis nos softwares de SIG. Mas o ângulo do horizonte requer operação específica, que não costuma estar disponível na maioria dos softwares, como comentado no item anterior deste capítulo.

Um exemplo de caso real da determinação do índice de exposição do térreo ao fluxo de vento inclinado é ilustrado na Figura 13.12, para uma área do município de Cristais Paulista (SP). Esse índice foi obtido a partir do MDE do SRTM 30 e considerando três diferentes configurações: primeiro, para um vento com azimute de 45º e duas distâncias de busca distintas (300 m e 2000 m), e depois para um vento com azimute de 135º e distância de busca de 2000 m. Para o vento a 45º, áreas de encosta como à esquerda de A e à esquerda de C (nesse caso, uma área encoberta na visão 3D) tem maior exposição a esse vento. Áreas como à esquerda de B e de D configuram menor exposição ao vento a 45º. Quando se aumenta a distância de busca, esse índice aumenta de valor, como fica evidente na comparação entre resultados para distância de busca de 2000 m em relação a de 300 m, ambos para um vento a 45º. Ao considerar um vento a 135º, áreas como a encosta onde está o ponto D, orientadas em direção próxima à incidência do vento, apresentam as máximas exposições ao vento.

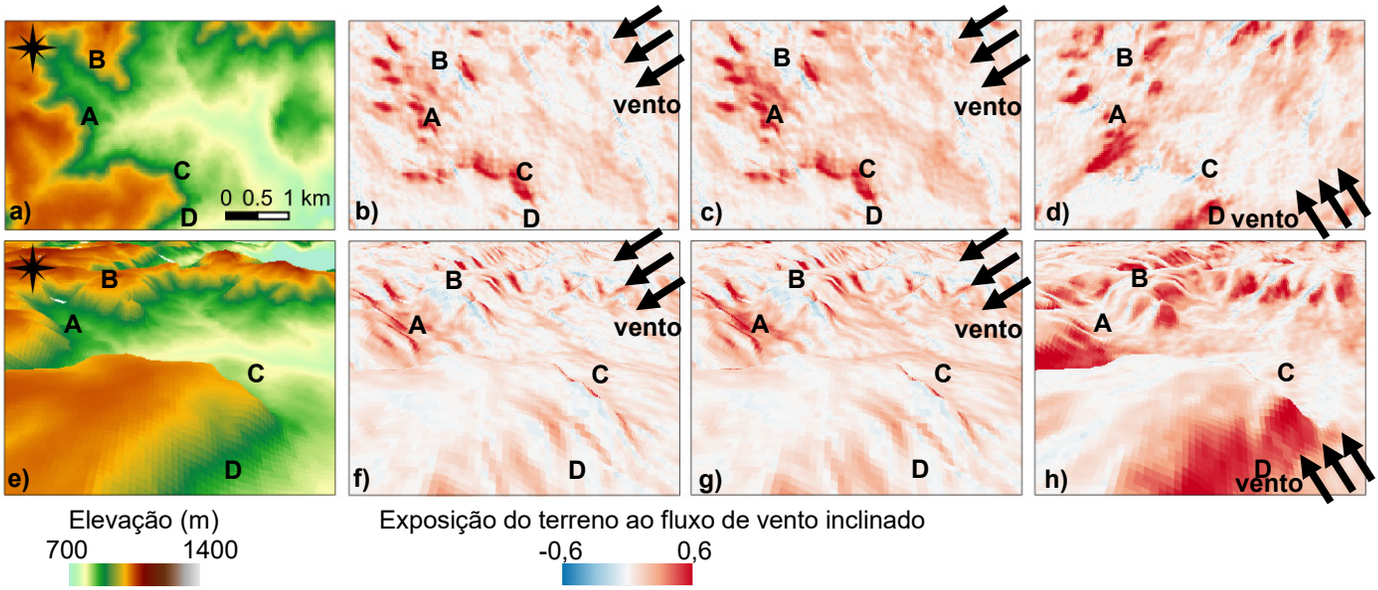


Figura 13.12 - a) MDE do SRTM 30 para uma área no município de Cristais Paulista (SP); b), c) Raster do índice de exposição do terreno ao fluxo de vento inclinado, considerando vento com azimute 45º e distâncias de busca de 300 m e 2000 m, respectivamente; d) Idem, considerando vento com azimute 135º e distância de busca de 2000 m; e), f), g), h) Visão 3D de parte do MDE e dos rasters do índice de exposição ao fluxo de vento considerados em b), c) e d), respectivamente.

13.6 Pista de vento (fetch)

A análise de pista de vento ou fetch consiste em avaliar a distância de cada ponto do terreno a obstáculos topográficos à incidência do vento, ou seja, a distância disponível para um fluxo de ar sem obstáculos (Lapen e Martz, 1993).

O conceito de fetch é muito aplicado em estudos de transporte de sedimentos pelo vento (Delgado-Fernandez, 2010; Gillette et al., 1996) e na compreensão da formação de ondas em corpos d'água (Ashton et al., 2009), tendo aplicações ecológicas também, como por exemplo para explicar a abundância e transição de mudas para árvores em linhas de árvores de florestas nas regiões alpinas (McIntire et al., 2016).

O chamado efeito de fetch, por exemplo, está relacionado ao aumento da movimentação das partículas do solo em função do aumento da distância de exposição ao longo da direção do vento. Em corpos d'água, quanto maior a extensão da superfície exposta na direção do vento (maior fetch), maior a facilidade de formação de ondas devido à ação desse vento.

No âmbito da análise de fetch a partir de um MDE, a ideia é similar. Para um dado pixel do MDE e uma determinada direção selecionada para análise, percorre-se o MDE desde o pixel em questão ao longo dessa direção até identificar o primeiro obstáculo, que é definido como sendo o pixel que atende à condição estabelecida na Equação 13.12. Ou seja, configura-se um obstáculo o pixel que tem elevação superior à elevação do pixel inicial somada a um incremento de elevação. Esse incremento aumenta gradualmente com a distância a partir do pixel central sob análise, sendo calculado em função da distância percorrida e de uma declividade adotada como constante.

$$Z_{teste} \geq Z_P + L \cdot I \quad \text{(Eq. 13.12)}$$

Onde Z_p é a elevação no ponto de interesse P; L é a distância de P até o pixel sendo testado como obstáculo; Z_{teste} é a elevação do pixel testado como obstáculo; I é a declividade constante adotada como parâmetro de cálculo na análise de pista de vento.

O valor de declividade na determinação do fetch deve ser escolhido pelo usuário, em função das características da área e do propósito da análise, segundo recomendação de Lapen e Martz (1993). Tais autores testaram valores de 0,025 a 0,01 m/m, tendo observado que a menor declividade levou a padrões de fetch mais sensíveis a variações topográficas de menor escala.

Quanto menor I na Equação 13.12, o termo da direita cresce de forma mais suave, tornando mais fácil o atendimento à condição especificada e o encontro do obstáculo. Por outro lado, a maior declividade resultou em um padrão de identificação de feições topográficas de maiores dimensões, como vales da rede de drenagem. Isso porque a maior inclinação I resulta em aumento mais intenso do termo à direita na Equação 13.12 conforme se distancia, tornando mais rigoroso encontrar um pixel que configure um obstáculo.

O valor da pista de vento em determinada direção é igual à distância do pixel central até o obstáculo identificado. Esse procedimento pode ser repetido para as oito direções alinhadas aos oito pixels vizinhos na janela 3x3 ao redor do pixel central sob análise: as quatro direções cardeais (norte, sul, leste e oeste) e as quatro direções colaterais (nordeste, sudeste, nordeste, sudoeste). A análise segundo esse procedimento gera oito rasters a partir do MDE, tendo cada raster como atributo o valor da pista de vento em uma das oito direções mencionadas.

Essa abordagem de trabalhar apenas com as 8 direções cardeais e colaterais foi ampliada por Lindsay (2016c), para fazer a análise de fetch para qualquer ângulo entre 0 e 360º, a partir da interpolação dos valores do MDE. Por um lado, ganha-se em flexibilidade de análise, por permitir qualquer direção ser analisada. Por outro lado, há a desvantagem de ter que trabalhar com valores interpolados de elevação, ao invés de apenas restritamente considerar os valores existentes no MDE. Ao interpolar, tem-se estimativas de elevação geradas matematicamente, que podem se aproximar mais ou menos do que seria a elevação naquele ponto, mas não deixam de ser estimativas.

O conceito da análise da pista de vento é ilustrado na Figura 13.13, para um pixel P e considerando quatro direções de exemplo: norte, noroeste, oeste e leste. Apesar do exemplo ser esquemático, sem valores ou escalas, é possível compreender a ideia de obstáculos e da pista de vento. Por exemplo, na direção oeste, desde o pixel central P nenhum pixel antes do pixel Q poderia ser considerado um obstáculo, pois todos têm elevação inferior a P.

Supondo que o pixel Q tem elevação que atende à condição da Equação 13.12, então o pixel Q representa o obstáculo nessa direção e a pista de vento é dada pela distância de P até Q. Para a direção Leste, o primeiro pixel vizinho nessa direção já configura um obstáculo, representando uma pista de vento reduzida, de tamanho igual ao lado do pixel. Na direção Noroeste, a pista de vento tem extensão igual a três passos diagonais, desde o pixel P até o pixel R, enquanto a pista de vento na direção Norte é pouco menor, igual a três passos ortogonais.

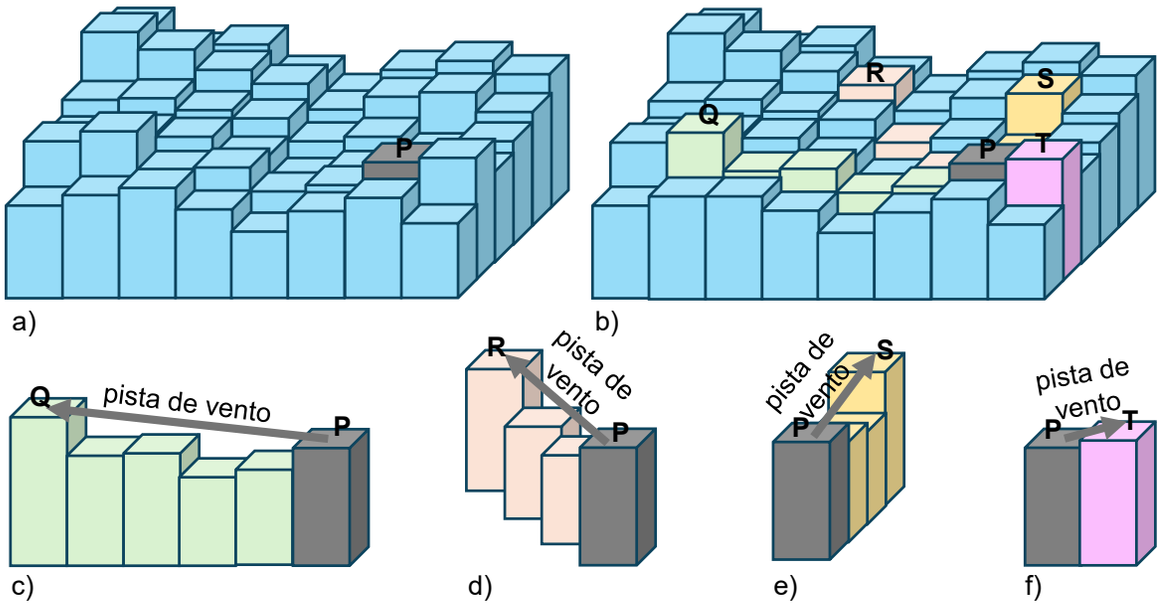
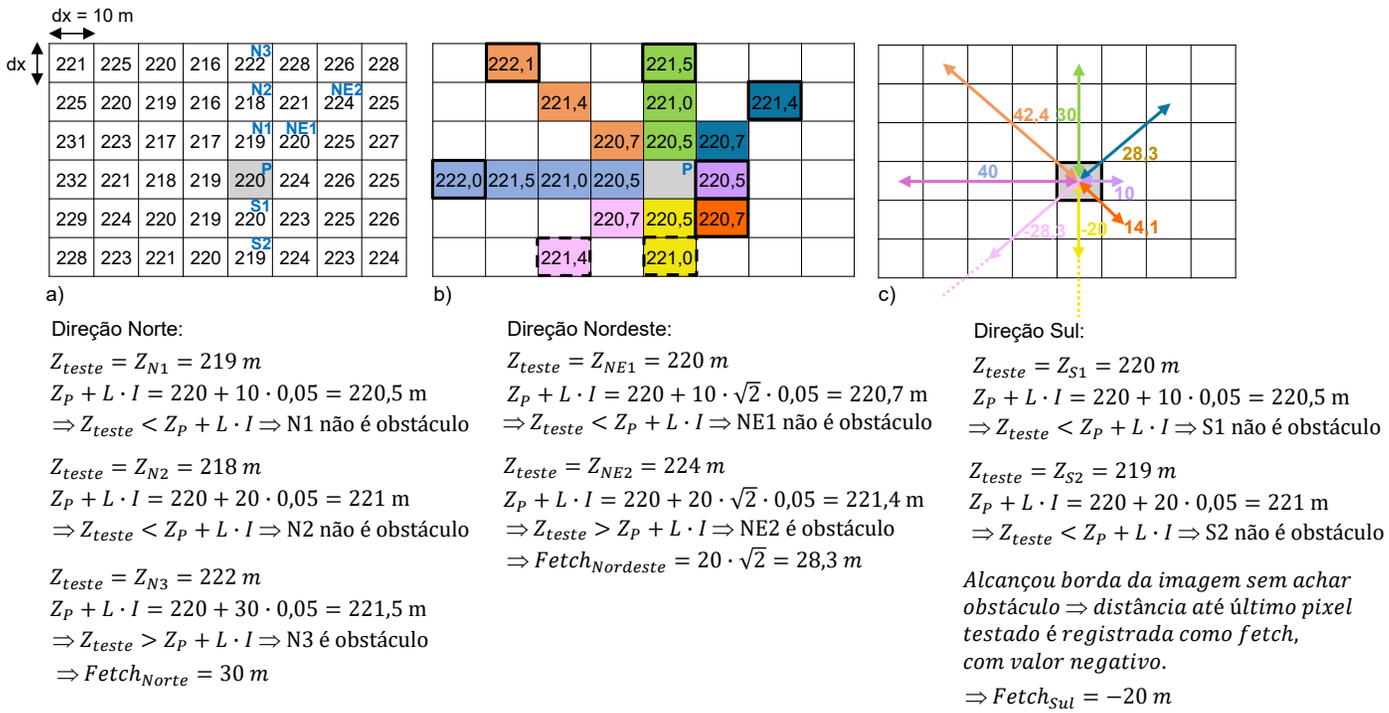


Figura 13.13 - a) Representação 3D de um MDE com destaque para um pixel P; b) Para P, identificação dos pixels situados ao longo do fetch segundo as direções oeste (verde), noroeste (bege), norte (amarelo) e leste (rosa) e dos pixels Q, R, S e T, considerados como obstáculos nessas direções, respectivamente; c), d), e), f) Detalhamento da análise de fetch para as quatro direções consideradas no exemplo.

Um exemplo quantitativo do cálculo da pista de vento é ilustrado na Figura 13.14. O MDE mostrado na Figura 13.14-a tem resolução espacial de 10 m e foi adotada uma declividade de 0,05 m/m para a análise. Para o pixel P, cuja elevação é 220 m, a análise na direção norte indica que nem o pixel N1 nem o pixel N2, que são os dois primeiros testados, configuram um obstáculo. Isso ocorre para o pixel N3, cuja elevação (222 m) é superior à soma da elevação de P (220 m) com o incremento de elevação calculado para uma distância de 30 m e declividade de 0,05 m/m. Como resultado, a pista de vento na direção norte é igual a 30 m.

Na Figura 13.14-b, mostra-se um raster com os valores da soma do pixel P com o incremento correspondente a cada direção analisada e posição espacial dos pixels testados como obstáculos. As cores indicam os pixels testados em cada uma das direções, sendo o pixel com borda destacada o pixel que configura o obstáculo em cada direção.

Na direção nordeste, o primeiro pixel testado (NE1) tem elevação superior à elevação de P, mas NE1 não configura um obstáculo por não ter atendido à condição da Equação 13.12. Nas direções sul e sudoeste, nenhum pixel testado satisfez tal condição, tendo a busca alcançado a borda da imagem. Nesse caso, recomenda-se que o fetch corresponda à distância desde o pixel central até o último pixel testado, na borda da imagem, mas impondo o sinal negativo para reconhecimento de que o fetch real pode ser maior do que o calculado (Lapen e Martz, 1993). Os valores de fetch obtidos nas oito direções são mostrados na Figura 13.14-c.



Direção Norte:

$Z_{teste} = Z_{N1} = 219\ m$

$Z_P + L \cdot I = 220 + 10 \cdot 0{,}05 = 220{,}5$ m

$\Rightarrow Z_{teste} < Z_P + L \cdot I \Rightarrow$ N1 não é obstáculo

$Z_{teste} = Z_{N2} = 218\ m$

$Z_P + L \cdot I = 220 + 20 \cdot 0{,}05 = 221$ m

$\Rightarrow Z_{teste} < Z_P + L \cdot I \Rightarrow$ N2 não é obstáculo

$Z_{teste} = Z_{N3} = 222\ m$

$Z_P + L \cdot I = 220 + 30 \cdot 0{,}05 = 221{,}5$ m

$\Rightarrow Z_{teste} > Z_P + L \cdot I \Rightarrow$ N3 é obstáculo

$\Rightarrow Fetch_{Norte} = 30\ m$

Direção Nordeste:

$Z_{teste} = Z_{NE1} = 220\ m$

$Z_P + L \cdot I = 220 + 10 \cdot \sqrt{2} \cdot 0{,}05 = 220{,}7$ m

$\Rightarrow Z_{teste} < Z_P + L \cdot I \Rightarrow$ NE1 não é obstáculo

$Z_{teste} = Z_{NE2} = 224\ m$

$Z_P + L \cdot I = 220 + 20 \cdot \sqrt{2} \cdot 0{,}05 = 221{,}4$ m

$\Rightarrow Z_{teste} > Z_P + L \cdot I \Rightarrow$ NE2 é obstáculo

$\Rightarrow Fetch_{Nordeste} = 20 \cdot \sqrt{2} = 28{,}3\ m$

Direção Sul:

$Z_{teste} = Z_{S1} = 220\ m$

$Z_P + L \cdot I = 220 + 10 \cdot 0{,}05 = 220{,}5$ m

$\Rightarrow Z_{teste} < Z_P + L \cdot I \Rightarrow$ S1 não é obstáculo

$Z_{teste} = Z_{S2} = 219\ m$

$Z_P + L \cdot I = 220 + 20 \cdot 0{,}05 = 221$ m

$\Rightarrow Z_{teste} < Z_P + L \cdot I \Rightarrow$ S2 não é obstáculo

Alcançou borda da imagem sem achar obstáculo $\Rightarrow$ distância até último pixel testado é registrada como fetch, com valor negativo.

$\Rightarrow Fetch_{Sul} = -20\ m$

Figura 13.14 - a) Modelo Digital de Elevação (em metros) com resolução espacial de 10 m; b) Valor do fator Z_p+L.I (em metros) para cada pixel na análise de fetch segundo as oito direções que apontam para os pontos cardeais (norte, sul, leste, oeste) e colaterais (nordeste, noroeste, sudeste, sudoeste), em relação ao pixel P; as oito direções para o pixel P e considerando I = 0.05 m/m; c) Valores de fetch para o ponto P obtidos para as oito direções analisadas (em metros).

A obtenção do raster de pista de vento a partir do MDE requer operação específica, como a disponibilizada no software Whitebox GAT. Não é possível realizar a determinação desse índice topográfico apenas combinando passos que envolvam operações usualmente disponíveis nos softwares de SIG.

Um exemplo de caso real de análise de pista de vento é mostrado na Figura 13.15, para uma área entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, determinada a partir de dados do MDE do SRTM 30. São mostrados resultados específicos para um vento a 45º e um vento a 135º. Em ambos os casos, foi considerada uma declividade de 0,025 m/m para análise. O valor máximo das distâncias de pista de vento obtido para a região da referida figura ultrapassa 100 km. O recorte do MDE trabalhado é bem mais extenso do que a área mostrada na figura, o que permitiu obter distâncias tão elevadas antes de alcançar a borda do MDE.

Nesse exemplo, a comparação entre si dos resultados obtidos com as duas direções de vento ilustra o efeito da direção de vento adotada. Áreas mais claras apresentam as maiores pistas de vento, ou seja, áreas com maior exposição topográfica ao vento na direção específica da análise e, quanto mais escuro o tom da cor, menor a pista de vento até alcançar praticamente zero – são as áreas mais protegidas àquele vento.

Áreas como os locais onde se encontram os pontos A, B, C e D têm padrões espaciais distintos entre os dois resultados, mas nitidamente relacionados ao ângulo de incidência do vento. Por exemplo, para um vento a 135º, à nordeste de C forma-se uma área com dois padrões: uma mancha clara (indicada pela seta laranja), de áreas de maior pista de vento, situada em uma região de maior elevação e que, na direção em análise, há uma longa distância até encontrar um

obstáculo topográfico que proporcione proteção ao vento (supondo a declividade de 0,025 m/m assumida no cálculo); uma mancha escura (indicada pela seta rosa), de áreas de reduzida pista de vento, a qual está justamente sob proteção topográfica da área anterior. Ou seja, pixels da área indicada pela seta laranja representam obstáculos para os pixels da área escura indicada pela seta rosa.

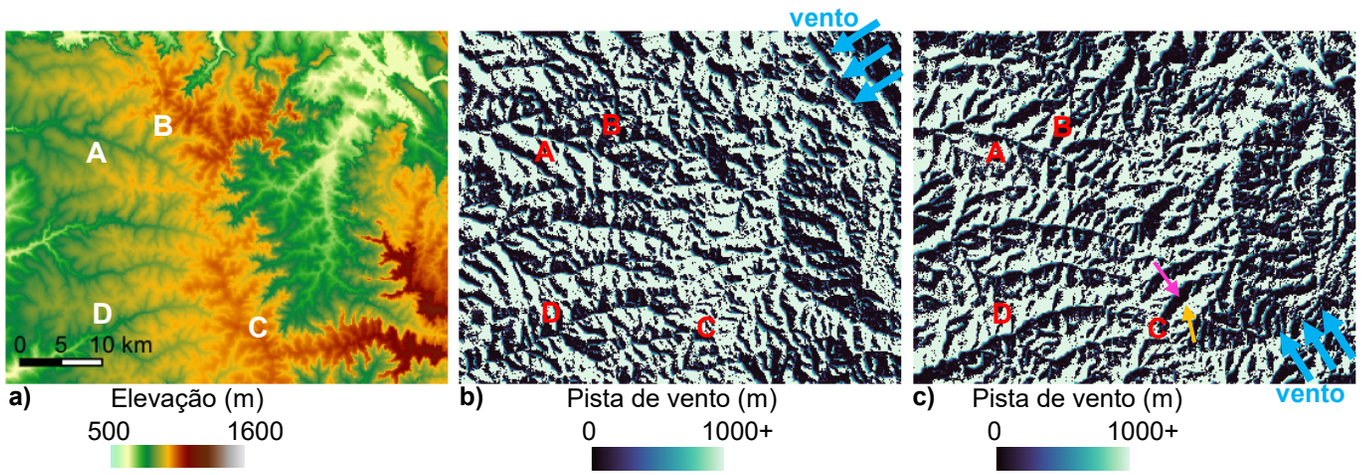


Figura 13.15 - a) MDE do SRTM 30 para uma área entre a microrregião de Franca (SP) e a microrregião de Passos (MG); b), c) Análise de pista de vento considerando ventos a 45º e a 135º, respectivamente.

13.7 Relevo direcional (RD)

O relevo direcional (ou directional relief, em inglês) é um índice topográfico que denota o quanto cada ponto do terreno tem elevação superior ou inferior à média dos seus vizinhos ao longo de uma direção específica de análise (Equações 13.13 e 13.14).

$$RD_P = \overline{Z_{dir}} - Z_P \qquad \text{(Eq. 13.13)}$$

$$\overline{Z_{dir}} = \frac{1}{nd} \cdot \sum_{i=1}^{nd} Z_i \qquad \text{(Eq. 13.14)}$$

Onde RD_p é o índice relevo direcional em P para uma determinada direção dir; Z_p é a elevação em P; $\overline{Z_{dir}}$ é a média das elevações dos pixels vizinhos a P situados ao longo da direção dir; nd é o número de pixels vizinhos a P ao longo dessa direção; Z_i é a elevação do pixel i ao longo dessa direção.

O índice RD foi proposto por Lapen e Martz (1993), que recomendam desenvolver essa análise para as oito direções de vizinhança de um pixel formadas pelos pontos cardeais (norte, sul, leste e oeste) e colaterais (nordeste, noroeste, sudeste, sudoeste). Além disso, os referidos autores propõem computar o índice considerando todos os vizinhos ao longo de uma direção até alcançar a borda do MDE.

Lindsay (2016c) propõe duas adaptações a esse índice:

i) Consideração de qualquer direção entre 0 e 360º para realizar a análise, o que requer a interpolação linear para obter os valores de elevação em pontos não coincidentes aos pixels do MDE;

ii) Adoção de uma distância de busca limite para a identificação dos vizinhos para cálculo da elevação média, sendo tal distância uma escolha do usuário.

A primeira modificação dá maior flexibilidade ao usuário para realizar a análise irrestritamente para qualquer direção de vento, mas tem a desvantagem de trabalhar com valores de elevação ajustados artificialmente pela interpolação. Na análise com as oito direções principais, todas as elevações trabalhadas são exatamente valores presentes no MDE. A segunda modificação é interessante para evitar que a análise seja influenciada pelo tamanho do recorte do MDE na análise, ficando amarrada objetivamente a uma distância pré-determinada.

Valores positivos obtidos para o relevo direcional indicam que são áreas de elevação inferior à média dos vizinhos situados ao longo da direção de análise, ou seja, representam áreas relativamente protegidas quanto à ação do vento (Lindsay e Rotwell, 2008). Inversamente, áreas com valores negativos para o relevo direcional tem elevação superior à média dos vizinhos na direção analisada, configurando áreas de maior exposição ao vento.

De certa forma, o índice RD se assemelha ao ângulo do horizonte e à pista de vento, por analisar a exposição topográfica ao vento influenciada pela elevação de vizinhos alinhados em uma direção específica. A diferença principal é que o ângulo do horizonte avalia essa exposição em termos de ângulo, a pista de evento avalia em termos de extensão horizontal e o índice RD quantifica em termos de diferença de elevação.

A análise do relevo direcional é útil no sentido de distinguir aproximadamente a região em áreas altas (aquelas com valor nulo ou negativo para esse índice) e áreas baixas (valor positivo para o índice) (Lapen e Martz, 1993).

Um exemplo didático da determinação do relevo direcional para as oito direções principais é mostrado na Figura 13.16. Para o MDE exibido na Figura 13.16-a e tomando o pixel P, os pixels considerados na análise da média da vizinhança em cada direção são destacados em cores distintas na Figura 13.16-b. Por simplificação do exemplo, o recorte do MDE é bem reduzido e há apenas de 2 a 4 vizinhos em cada direção, até a borda da imagem.

Os valores de relevo direcional obtidos para o pixel P são indicados na Figura 13.16-c. Segundo esse índice RD, P é uma área com relativa proteção ao vento em 5 das 8 direções (valores de RD > 0). Há uma maior proteção topográfica oferecida ao ponto P para ventos nas direções nordeste, Leste e Sudeste. A maior exposição ocorre para ventos nas direções sul e norte.

Um exemplo com resultados reais da determinação do índice relevo direcional é mostrado para parte do município de Ibiraci, em Minas Gerais (Figura 13.17). Foram considerados um vento com azimute a 45º e distâncias de busca de 300 m e de 2000 m. Para a distância de busca de 300 m, o relevo direcional variou aproximadamente entre -150 m e 150 m, enquanto para a distância de 2000 m a variação foi em torno de -250 a 250 m, embora ambos resultados estejam apresentados na escala de -200 a 200 m para facilidade de comparação entre si.

De forma geral, considerando todo o MDE, com o aumento da distância de busca, tem-se o aumento do valor máximo absoluto do índice RD. Isso é uma tendência esperada teoricamente, já que as elevações de pontos próximos entre si têm valores também mais próximos entre si do que entre pontos mais distantes. Assim, quanto mais se distancia de um ponto, o conjunto de pontos tomado para elaborar a média que compõe a métrica RD tem mais chance de ter valor mais distinto daquele ponto. Não é uma regra que vai ocorrer ao analisar cada ponto individualmente, mas é uma tendência de predomínio de ocorrência quando se tomam todos os pontos ao longo de um MDE.

221	225	220	216	222	228	226	228
225	220	219	216	218	221	224	225
231	223	217	217	219	220	225	227
232	221	218	219	220 (P)	224	226	225
229	224	220	219	220	223	225	226
228	223	221	220	219	224	223	224

a)

Direção Norte:

$$\overline{Z_N} = \frac{219 + 218 + 222}{3} = 219{,}7\ m$$

$$RD_P^N = 219{,}7 - 220 = -0{,}3\ m$$

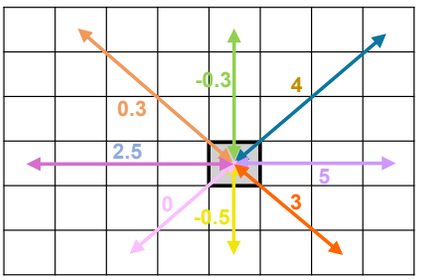
221	225	220	216	222	228	226	228
225	220	219	216	218	221	224	225
231	223	217	217	219	220	225	227
232	221	218	219	220	224	226	225
229	224	220	219	220	223	225	226
228	223	221	220	219	224	223	224

b)

Direção Nordeste:

$$\overline{Z_{NE}} = \frac{220 + 224 + 228}{3} = 224\ m$$

$$RD_P^{NE} = 224 - 220 = 4\ m$$



c)

Direção Sudoeste:

$$\overline{Z_{SO}} = \frac{219 + 221}{2} = 220\ m$$

$$RD_P^{SO} = 220 - 220 = 0$$

Figura 13.16 - Exemplo de determinação do índice RD: a) MDE (m); b) Para o pixel P, identificação em cores distintas dos pixels vizinhos ao longo de cada uma das quatro direções cardeais (norte, sul, leste, oeste) e quatro direções colaterais (sudeste, sudoeste, nordeste, noroeste); c) Para o pixel P, valores do índice RD (metros) obtidos segundo as oito direções, com detalhamento de cálculo para as direções norte (N), nordeste (NE) e sudoeste (SO).

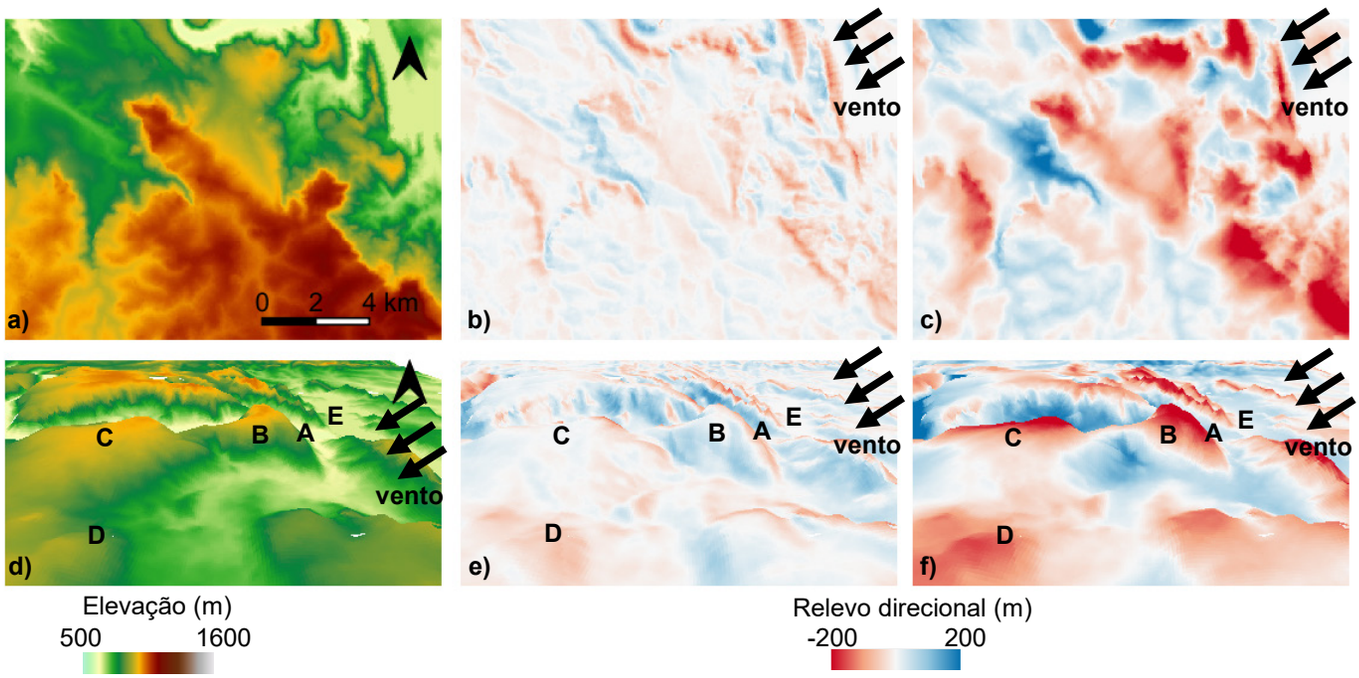


Figura 13.17 - a) MDE do SRTM 30 para uma área no município de Ibiraci (MG); b), c) Raster do índice topográfico relevo direcional, considerando vento com azimute 45º e distâncias de busca de 300 m e 2000 m, respectivamente; d), e), f) Visão 3D de parte do MDE e dos rasters do relevo direcional considerados em b) e c), respectivamente.

De forma mais detalhada, o efeito do ângulo do vento considerado sobre a métrica RD pode ser compreendido a partir dos resultados da Figura 13.17. Considere, por exemplo, pontos situados na região do morro próximo a A, que forma uma espécie de encosta voltada na direção do vento adotado. Para essa região, os vizinhos situados ao longo da direção em questão são de menor elevação, fazendo com que o RD seja negativo. Isso corrobora a percepção pela análise visual das cenas 3D de que essa região em torno de A tem grande exposição ao vento a 45º. Na distância de busca de 300 m, o valor negativo de RD alcançou perto de 150 m e a ocorrência ficou limitada a um certo conjunto de pixels. Quando a distância aumentou para 2000 m, o RD foi para quase -200 m nessa região e a negatividade passou a abranger uma área bem maior. A expansão da busca ao longo da direção de análise fez com que a média da vizinhança direcional tenha abrangido mais pixels de menor elevação do que em A e até do que em B.

Na região onde está B, o aumento da distância de busca mudou o RD de negativo para positivo. Isso também ocorreu em C: na distância de 300 m, ao longo de 45º, há uma sobrelevação no terreno que torna a média das elevações da vizinhança superior a C; mas para a distância de 2000 m, predominam elevações inferiores a C, principalmente referentes aos pixels situados na encosta encoberta na visão 3D. Já nas regiões em torno de D e E, o aumento da distância de busca ampliou o RD em módulo, mantendo o mesmo sinal. Em D, tem-se claramente uma região de exposição ao vento a 45º, enquanto em E há uma região como um vale de drenagem com áreas de maior elevação no entorno a 45º.

Capítulo 14

Qualidade, incertezas e erros associados ao processamento do MDE

Um MDE pode ser obtido a partir de diferentes fontes de dados topográficos, como descrito no Capítulo 4. Independente de qual seja essa fonte de dados, o MDE é uma representação da topografia do terreno e apresenta desvios em relação à realidade, ou seja, erros. A natureza e a magnitude desses erros não são plenamente conhecidas e disponíveis aos usuários para qualquer área de interesse, tornando essa falta de conhecimento dos erros uma incerteza (Wechsler, 2007).

Pode-se considerar que as incertezas presentes nas elevações do MDE são principalmente relacionadas às incertezas na aquisição e no processamento dos dados usados para obter o MDE, as quais são abordadas neste capítulo, com enfoque relativo aos MDEs originados de sensoriamento remoto orbital. Tais incertezas fazem com que a representação topográfica apresentada no MDE seja uma aproximação do mundo real, mas nunca a representação exata dele.

As incertezas presentes no MDE se propagam nos produtos derivados e nos estudos realizados com base no MDE e nesses produtos. Neste capítulo, isso é avaliado considerando uma das principais aplicações de MDE na área ambiental, que é a extração e caracterização de redes de drenagem e de bacias hidrográficas. São avaliadas as características do MDE que interferem na qualidade da rede de drenagem e bacia hidrográfica extraídas, dando ênfase também para a própria discussão sobre como definir a qualidade de uma rede e como mensurar essa qualidade. São apresentadas diversas formas de análise da qualidade de uma rede de drenagem, considerando abordagens qualitativas e quantitativas.

Por fim, este capítulo ilustra e discute didaticamente os impactos de diferentes tipos de erros presentes na rede de drenagem e na delimitação de bacias hidrográficas sobre estudos hidrológicos na prática.

14.1 Incertezas na obtenção do MDE

Os diferentes tipos de erros observacionais nos MDE originados de sensoriamento remoto orbital não são desprezíveis para aplicações às geociências e outras áreas correlatas (Yamazaki et al., 2017). As incertezas se referem, principalmente, a fatores como a imprecisão do georeferenciamento dos dados, imprecisão dos instrumentos de quantificação das elevações, contaminação da aquisição de dados por efeitos atmosféricos como nuvens e poeira, e outras fontes de presença de ruídos nos dados.

Quatro principais tipos de erros nas elevações capturadas por MDEs derivados de dados de sensoriamento remoto orbital podem ser destacados (Yamazaki et al., 2017):

i) Ruídos sistemáticos associados à geometria de aquisição (stripe noise);

ii) Ruídos pontuais associados ao espalhamento do sinal (speckle noise);

iii) Desvios absolutos;

iv) Efeito da cobertura vegetal.

Destaca-se a contaminação do valor das elevações representadas nos MDEs globais devido à cobertura vegetal. As ondas eletromagnéticas da aquisição dos dados de alguns sensores orbitais não têm a capacidade de atravessar completamente a vegetação até encontrar o terreno propriamente.

Como visto no Capítulo 4, MDEs globais como SRTM, ASTER, TANDEM e AW3D apresentam esse tipo de contaminação nos dados, como reportado em trabalhos na literatura. Isso justifica alguns autores preferirem se referir a tais MDEs como MDS (Modelo Digital de Superfície), ou seja, representação da superfície e não do terreno propriamente dito. Entretanto, as elevações presentes nesses MDEs em áreas de densa cobertura vegetal não se referem exatamente ao topo das árvores, mas a alguma profundidade intermediária entre o topo e o terreno. Essa profundidade é variável conforme as características da área e outras particularidades da aquisição dos dados.

14.2 Incertezas no processamento do MDE

Inúmeros tipos e métodos de processamento de um MDE são trabalhados neste livro. Esses processamentos envolvem, por exemplo, operações básicas de geoprocessamento com dados rasters, como recorte, concatenação, reclassificação, perfilamento transversal e operações algébricas. Mas o foco principal é a derivação de diversos produtos a partir do MDE, principalmente as direções de fluxo, áreas acumuladas de drenagem, rede de drenagem e bacia hidrográfica, além de outros produtos derivados desses, como distâncias ao longo da rede de drenagem e dezenas de índices topográficos.

Para a imensa maioria desses processamentos, os conceitos envolvidos e a aplicação de métodos para resolvê-los conduzem aos mesmos resultados, independente do algoritmo, comando ou software utilizado. Por exemplo, fazer um recorte ou uma reclassificação de um MDE conduz exatamente a resultados iguais se usados softwares diferentes, desde que mantidos os mesmos critérios de aplicação desses procedimentos.

Por outro lado, o tratamento das depressões do terreno e a determinação das direções de fluxo são procedimentos para os quais cada algoritmo específico gera resultados distintos. Como visto no Capítulo 6, a consideração de uma direção de fluxo simples apontada no sentido de um dos oito vizinhos ao redor da janela 3x3 e a adoção da regra da maior declividade para determinar a direção de fluxo são critérios adotados na maioria dos métodos e algoritmos de determi-

nação das direções de fluxo. Mas há situações em que regras adicionais precisam ser estabelecidas para a definição das direções de fluxo, principalmente envolvendo áreas planas, áreas de empate quanto a maior declividade e a presença de depressões do terreno simples ou complexas.

Diferenças de resultados em termos das direções de fluxo resultam em diferenças nas áreas acumuladas de drenagem, no traçado e características da rede de drenagem e até na delimitação e características da bacia hidrográfica. Essas diferenças continuam se propagando para índices topográficos e quaisquer outros produtos que sejam baseados em um mais daqueles planos de informação iniciais.

Dada uma mesma fonte de dados topográficos representada em um MDE, resultados relativamente bem distintos do processamento desse MDE podem ser obtidos ao aplicar diferentes algoritmos. Em determinadas situações, variações de resultados dentre algoritmos podem ser maiores do que as variações decorrentes da escolha do MDE em si.

Ao usuário cabe inicialmente identificar qual algoritmo é empregado pelo software/comando que ele escolheu para fazer o processamento do MDE. Em seguida, recomenda-se avaliar se esse algoritmo tem qualidade e mérito reconhecidos na literatura científica, ou se se trata de algoritmo considerado ultrapassado, por apresentar reconhecida deficiência na resolução de algumas situações.

14.3 Relação entre tamanho do pixel e meandros dos rios

A capacidade de uma rede de drenagem derivada de um MDE seguir o traçado real de um curso d'agua é bastante influenciada, dentre outros fatores, pela relação entre o tamanho do pixel do MDE e as dimensões dos meandros do rio.

Como visto no Capítulo 7, ao processar o MDE se obtém uma rede de drenagem no formato raster, com resolução espacial idêntica à do MDE. O tamanho do pixel da rede de drenagem pode limitar a destreza dessa rede em corretamente representar as curvas dos rios.

Como exemplo, tem-se na Figura 14.1-a um trecho do rio Piratinim, afluindo ao rio Uruguai, no sul do país. A rede de drenagem derivada dos dados do SRTM 90 reamostrados para uma resolução espacial de 100 m (Figura 14.1-b) ilustra como esse tamanho de pixel é razoavelmente suficiente para representar o rio Piratinim.

Nesse exemplo, o traçado do rio identificado na imagem Landsat não é completamente representado na rede derivada do MDE por limitação da qualidade do dado topográfico e até do algoritmo de processamento do MDE. Isso ocorre, por exemplo, para os meandros próximos aos pontos A, B, C e D.

Pode-se considerar que praticamente não há limitação devido ao tamanho do pixel em si. Isso fica claro ao aplicar o pré-processamento por stream-burning a esse mesmo MDE de 100 m de resolução espacial. Foi considerada a rede vetorial digitalizada da imagem Landsat (Figura 14.1-a) para o stream burning. A rede derivada desse MDE pré-processado consegue representar praticamente todos os meandros desse trecho de rio, inclusive nos pontos A, B, C e D (Figura 14.1-e).

Nesse mesmo exemplo, ao trabalhar com um MDE de 200 m, há nítida limitação relacionada ao tamanho do pixel para conseguir seguir o traçado do rio (Figura 14.1-c). A realização de pré-processamento por stream burning melhora a qualidade do traçado da rede derivada do MDE (Figura 14.1-e), mas permanece a limitação de reproduzir os menores meandros. Na resolução de 500 m, há grande limitação em reproduzir o traçado do rio, com omissão de vários meandros de pequeno e médio portes, permanecendo apenas o padrão mais geral do traçado do rio Piratinim.

Assim, há limitação de uma rede derivada do MDE de seguir o traçado de um rio que independe da qualidade da informação topográfica presente no MDE e da qualidade do algoritmo usado para processá-lo, sendo inerente à relação entre tamanho do pixel e dimensões dos meandros.

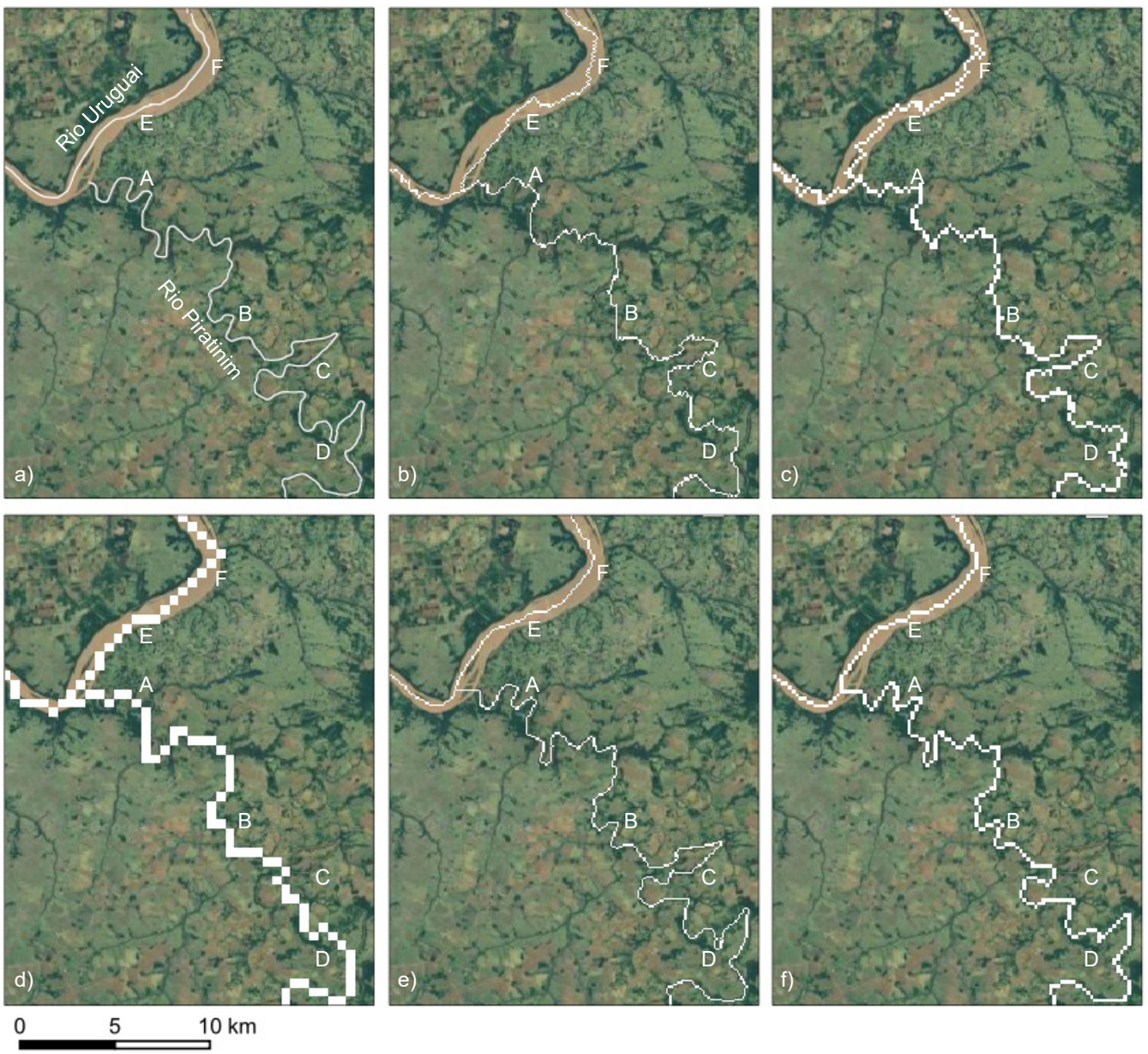


Figura 14.1 - a) Traçados de trechos dos rios Piratinim e Uruguai, no sul do país, identificados visualmente sobre imagem Landsat; b),c),d) Traçados dos mesmos trechos derivados de MDE com resolução espacial de 100 m, 200 m e 500 m, respectivamente, obtidos por reamostragem dos dados do SRTM 90; e), f) Traçados dos mesmos trechos derivados de MDE com resolução espacial de 100 m e 200 m, porém tendo feito o pré-processamento por stream burning usando a rede vetorial indicada em a).

Em geral, quanto maior o tamanho do pixel, ou seja, quanto mais grosseira a resolução espacial, maior a chance de haver limitação da rede de drenagem de seguir os traçados dos rios. Mas não interessa apenas a resolução espacial em valor absoluto e, sim, a relação dessa grandeza com o formato geométrico das curvas dos rios. Um tamanho de pixel pode ser adequado para conseguir representar as curvas de um rio e não ser apropriado para seguir o fluxo de outro rio.

No exemplo da Figura 14.1, o trecho do rio Uruguai tem meandros de grandes dimensões, formando curvas muito mais suaves do que o rio Piratinim. Por isso, mesmo na resolução espacial de 500 m o tamanho do pixel é suficiente para representar o traçado desse trecho do rio Uruguai.

Rios de menor ordem e de menor porte tendem a ocorrer em vales mais encaixados e a ter maior sinuosidade, com meandros mais fechados. Essa situação dificulta a representação do traçado desses trechos nas redes de drenagem derivadas de MDEs. Nessas redes, os rios têm representação menos sinuosa e como consequência são encurtados pela não representação completa dos meandros. Os comprimentos dos trechos de rio derivados do processamento do MDE, nesse caso, tendem a ser menores do que as distâncias dos rios no mundo real – um efeito de subestimativa dos comprimentos dos rios. Uma leitura mais aprofundada dessa questão é apresentada nos trabalhos de Paz e Collischonn (2007) e Paz et al. (2008), tomando a bacia do rio Uruguai como estudo de caso.

14.4 Relação entre tamanho do pixel e largura dos rios

A relação entre o tamanho do pixel do MDE e a largura dos rios é outro fator a considerar para explicar a dificuldade de redes de drenagem derivadas de MDE de reproduzir as características dos traçados reais dos rios. Trata-se de um efeito oposto ao observado na relação entre tamanho de pixel e meandros dos rios.

Tratando-se de MDEs globais, a regra geral é de que nos dados coletados não há informação batimétrica, isto é, informação sobre a topografia abaixo do nível da água dos rios no momento da aquisição dos dados. Nesses MDEs, as elevações coletadas na área coberta por água se referem, aproximadamente, à própria superfície da água naquele instante da aquisição dos dados. Outros fatores como a presença de vegetação marginal aos cursos d'água podem interferir nessa informação, também.

Se um rio tem largura superior ao tamanho do pixel do MDE, então provavelmente no MDE a área ocupada por água configura uma área plana. Esse é o caso do trecho do rio Uruguai exemplificado na Figura 14.1 e na Figura 14.2, cuja largura varia de 600 até 1400 m. Quanto menor o tamanho do pixel em relação à largura do rio, mais evidente é a formação de área plana correspondente.

Áreas planas presentes no MDE são uma das situações que requerem tratamento especial para a definição das direções de fluxo, como visto no Capítulo 6. Como resultado, há grande chance de que o caminho de fluxo derivado do MDE correspondente a um trecho de rio com largura algumas vezes superior à resolução espacial do MDE apresente um ziguezague dentro da área coberta pela superfície do rio.

No exemplo da Figura 14.1-b, tem-se um caso de ziguezague na rede derivada na resolução espacial de 100 m referente ao trecho do rio Uruguai, como ilustram os pontos E e F. O mesmo efeito ocorreu para a resolução de 200 m (Figura 14.1-c). Na resolução de 500 m, o tamanho do pixel já não é tão distante da largura do rio e o efeito de ziguezague é mínimo. Para o rio Piratinim, afluente ao rio Uruguai mostrado na referida figura e com largura inferior a 100 m, não existe esse efeito de ziguezague para nenhuma das três resoluções do exemplo.

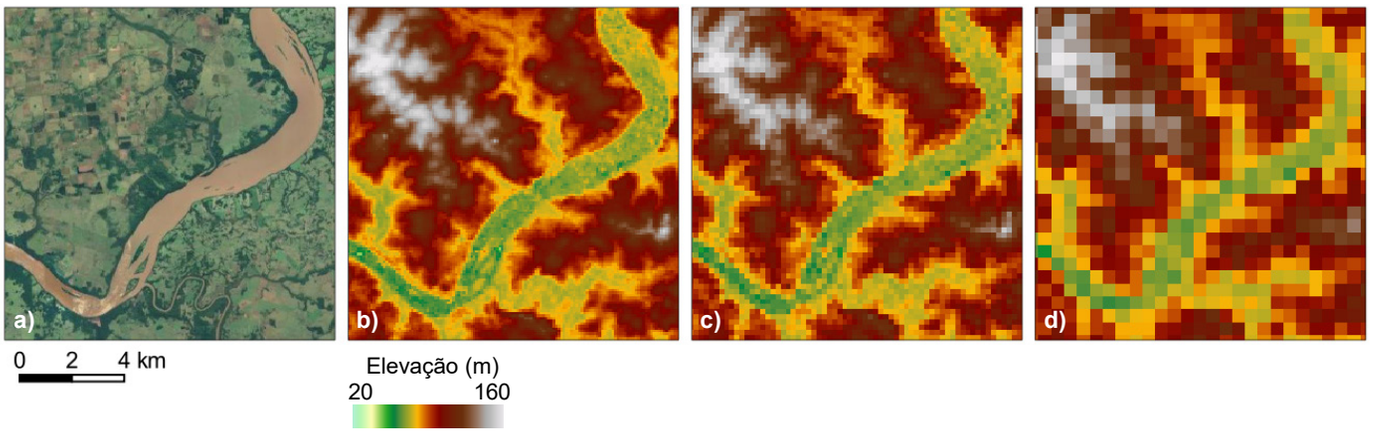


Figura 14.2 - a) Imagem Landsat com trecho do rio Uruguai mostrado na Figura 14.1; b), c), d) MDEs provenientes dos dados SRTM 90 reamostrados para resoluções espaciais de 100 m, 200 m e 500 m, respectivamente.

O efeito de ziguezague decorrente de rios largos faz com que os trechos de rio derivados do MDE tenham maior extensão do que os comprimentos reais, ou seja, há um erro de superestimação dos comprimentos. O pré-processamento do MDE pelo procedimento de stream-burning é uma solução para evitar isso (Figura 14.1-d e Figura 14.1-e), mas desde que exista uma rede vetorial disponível e de qualidade para essa finalidade, como discutido no Capítulo 7.

14.5 Forma de calcular distâncias em ambiente raster

Em um raster, para seguir um determinado traçado caminhando entre os pixels, é necessário ir de pixel em pixel considerando uma vizinhança da janela 3x3. Ou seja, cada passo deve ser dado de um pixel para um de seus oito vizinhos ao redor. Por exemplo, para ir do pixel 1 ao pixel 2 na Figura 14.3-a, se não houver condicionantes e restrições específicas relativas aos dados, existem inúmeros caminhos possíveis. Mas, independentemente de qual caminho seja estabelecido, para sair do pixel 1, precisa-se inicialmente ir a um dos seus oito vizinhos, e assim sucessivamente, até alcançar o pixel 2.

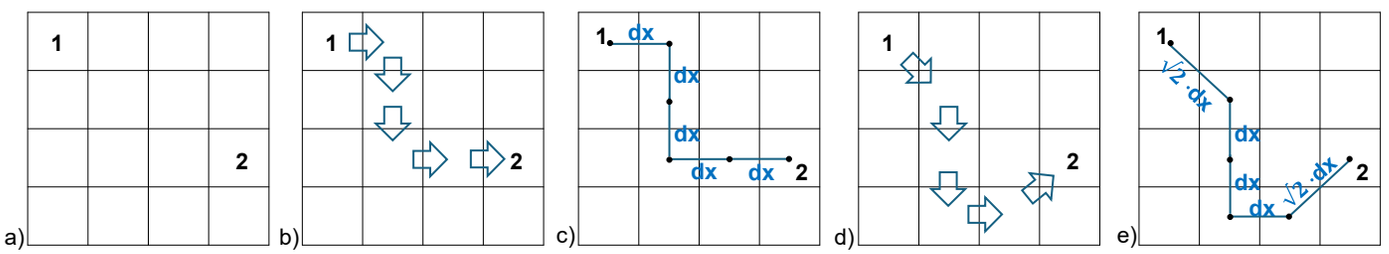


Figura 14.3 - a) Raster com indicação dos pixels 1 e 2; b),d) Dois caminhos possíveis para seguir do pixel 1 até o pixel 2; c),e) Quantificação das distâncias incrementais ao longo dos caminhos definidos para ir do pixel 1 ao pixel 2.

No referido exemplo, foram determinados dois caminhos (Figura 14.3-b e Figura 14.3-d). Ao longo de cada caminho, a distância percorrida se refere à soma das distâncias dos passos incrementais entre pixels vizinhos. Em cada passo incremental, de um pixel a um de seus oito vizinhos, a distância é estabelecida como sendo a distância entre os centroides desses pixels.

No caso da Figura 14.3-b, o percurso corresponde a cinco passos ortogonais, cada um deles de extensão igual ao tamanho do pixel (dx). A extensão total desse caminho é igual a 5·dx (Figura 14.3-c). Na situação estabelecida na Figura 14.3-d, o percurso realizado também tem 5 passos entre pixels vizinhos, mas três deles são ortogonais e dois deles são diagonais (Figura 14.3-e). Cada um dos passos ortogonais tem extensão igual ao tamanho do pixel, enquanto os passos diagonais tem extensão igual a $\sqrt{2}\cdot dx$. A extensão total desse segundo caminho é igual a $3\cdot dx+2\cdot\sqrt{2}\cdot dx$.

Essa característica de ter que caminhar por um raster sempre com passos ortogonais ou diagonais incrementais de um pixel a um de seus oito vizinhos faz com que exista um erro intrínseco no cálculo da distância percorrida por trechos de rio.

Quando o caminho a ser percorrido segue um alinhamento perfeito e unicamente na vertical ou unicamente na horizontal, ou seja, alinhado com algum dos eixos da grade, esse erro intrínseco não existe. Seja o vetor A-B da Figura 14.4-a, por exemplo. O traçado desse vetor é perfeitamente representado pelo caminho estabelecido ao longo dos três pixels destacados no raster da Figura 14.4-b. Supondo que dx seja igual a 1 m, a extensão do vetor A-B é igual a 2 m e esse mesmo valor corresponde à distância medida ao longo desse raster na representação desse traçado A-B. Para rasters de resoluções mais refinadas, como dx/3 (Figura 14.4-c) e dx/9 (Figura 14.4-d), a mesma representação exata ocorre, com extensão também de 2 m supondo dx = 1 m: na Figura 14.4-c tem-se 6 passos iguais a dx/3 e, na Figura 14.4-d, tem-se 18 passos de dx/9 cada.

Um caminho alinhado exatamente a 45º também tem representação exata em um raster. Por exemplo, o vetor C-D na Figura 14.4-e é perfeitamente representado no raster da Figura 14.4-f. Supondo dx com 1 m, a extensão do vetor C-D é 2,828 m e esse mesmo valor é obtido pelo caminho traçado no referido raster. A exatidão da distância percorrida permanece para as demais resoluções exemplificadas na Figura 14.4-g e Figura 14.4-h.

Agora, considere um vetor alinhado como o vetor E-F da Figura 14.4-i, a 21,8º com a direção sul. Esse vetor tem extensão de 5,385 m, considerando a escala espacial de dx igual a 1 m. A representação do vetor E-F no raster de resolução espacial dx é indicada na Figura 14.4-j, com o percurso correspondente indicado pela linha vermelha, formado por 3 passos ortogonais e 2 passos diagonais. Como só é possível dar cada passo no caminhamento pixel a pixel de um centroide a outro, o percurso percorrido no raster não consegue seguir exatamente sobre o traçado do vetor. Como resultado, a distância percorrida no raster é de 5,828 m. Isso representa um erro de superestimativa de 8,2%, relativamente ao comprimento real medido no vetor E-F.

Na Figura 14.4-k, o mesmo vetor E-F foi representado em um raster com resolução espacial três vezes mais refinada do que o raster anterior. Agora, o caminhamento correspondente ao vetor E-F é representado por 9 passos ortogonais e 6 passos diagonais. Visualmente, a impressão é de que o caminho percorrido nesse segundo raster se aproxima mais do vetor do que no caso do primeiro raster. Entretanto, a distância percorrida ao longo do raster é de 5,828 m, exatamente o mesmo valor obtido para o primeiro raster. Ou seja, mantém-se o mesmo erro de superestimativa (8,2%). O mesmo erro ocorre para o terceiro raster, da Figura 14.4-l, cuja resolução espacial é 9 vezes mais refinada do que o primeiro raster e cujo caminho foi obtido com 27 trechos ortogonais e 18 trechos diagonais. Fica evidente, portanto, que esse erro é independente da resolução espacial.

Em síntese, para caminhos na vertical, horizontal ou na diagonal em ângulo de 45% e múltiplos, a representação em um raster é exata, com zero erro em termos de distância percorrida. Para os caminhos com alinhamento diferente dessas direções, há um erro de superestimativa intrínseco, que é devido à incapacidade de caminhar de centroide em centroide segundo outros ângulos que não 90º ou 45º, e múltiplos. O máximo erro de superestimativa ocorre no caminhamento na metade do ângulo de 45º (22,5º), e demais ângulos acrescidos de 90º a esse valor.

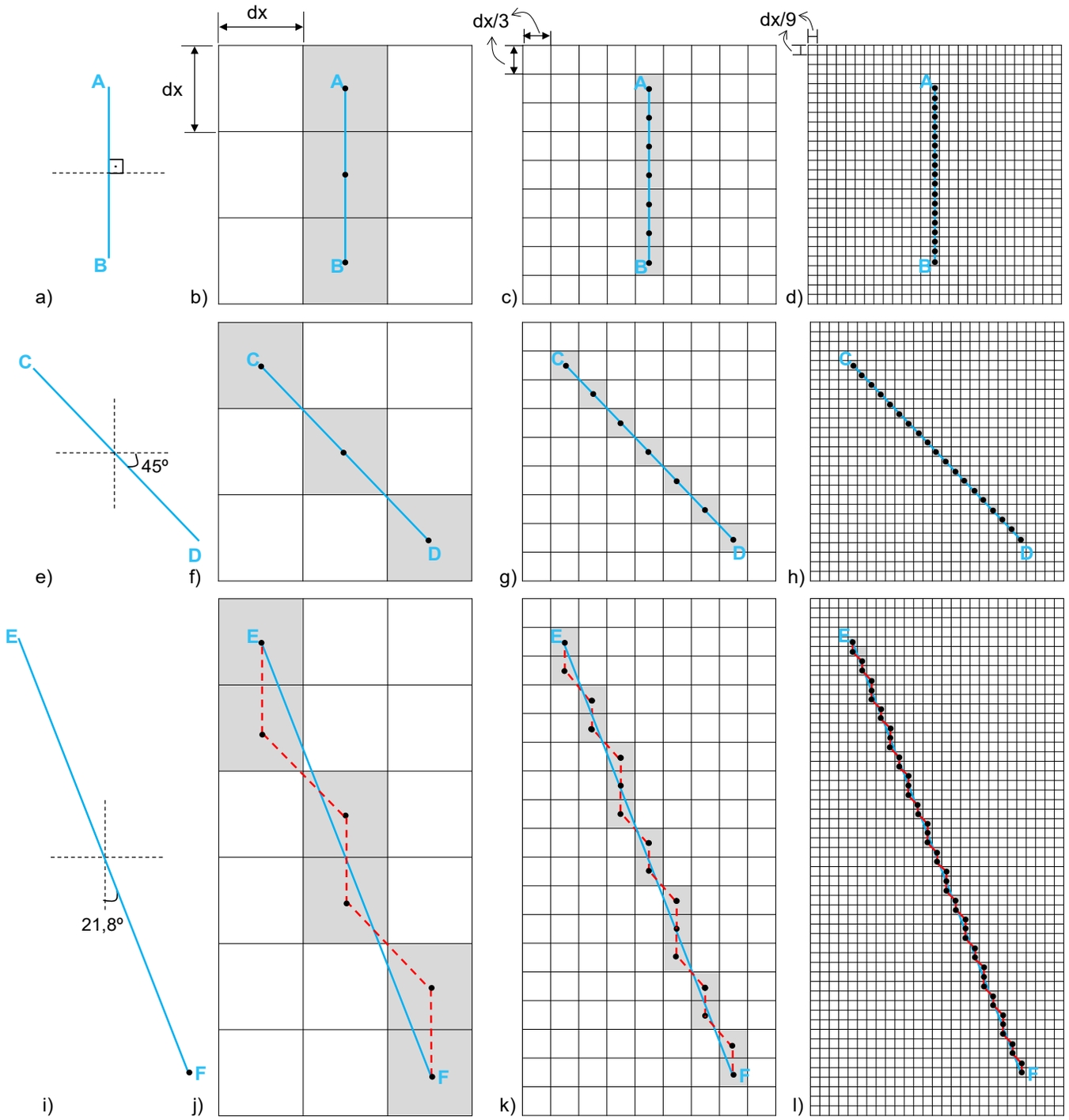


Figura 14.4 - a),b),c),d) Vetor A-B alinhado na vertical e representação equivalente desse traçado ao longo de rasters de resoluções espaciais dx, dx/3 e dx/9; e),f),g),h) Vetor C-D alinhado a 45º com a horizontal direção leste e representação correspondente nos três rasters; i),j),k),l) Vetor E-F alinhado a 21,8º com a vertical direção sul e a representação correspondente nos três rasters (nos rasters, os pixels que fazem parte da representação do traçado estão pintados em cinza e conectados pela linha vermelha, com os centroides indicados por pontos pretos).

Para minimizar esse problema, pesquisadores propuseram o que se chama de operadores de transformação de distância (De Smith, 2004; Butt e Maragos, 1998). Propõe-se adaptar a forma euclidiana de computar as distâncias ortogonal e diagonal entre cada dois pixels.

Ao invés de considerar a distância entre dois pixels vizinhos lado a lado como sendo igual a um dx, passa-se a computar um valor igual a OD_{orto}.dx, sendo OD_{orto} o operador de distância ortogonal com valor inferior a um. Para um passo diagonal, ao invés de considerar $\sqrt{2}$·dx, que é igual a 1,414.dx, passa-se a computar OD_{diag}.dx, onde OD_{diag} é o operador de distância diagonal, com valor inferior a 1,414. Por exemplo, Butt e Maragos (1998) propõem os valores de 0,96194 e 1,36039 para OD_{orto} e OD_{diag}, respectivamente.

Ao computar distâncias usando OD_{orto} e OD_{diag} de valores inferiores aos valores padrão das distâncias euclidianas, se insere propositalmente um erro de subestimativa para distâncias ortogonais ou diagonais segundo ângulos múltiplos de 45º. Porém, estruturas como trechos de rio não seguem uma única direção, pelo contrário, apresentam uma grande alternância de direções e alinhamentos. Por isso, a ideia é introduzir uma subestimativa no cômputo das distâncias incrementais entre pixels, para compensar o efeito intrínseco de superestimativa de computar distância em um raster.

No exemplo da Figura 14.4, a consideração dos operadores de transformação de distância de Butt e Maragos (1998) leva a computar uma distância de 1,924 m na representação raster do vetor A-B, ou seja, um erro de subestimativa de 3,8%, relativamente ao vetor. Para o vetor C-D, a distância computada no raster seria de 2,721 m, também com um erro de subestimativa de 3,8%. Para esses dois vetores, esses erros são os mesmos independentes da resolução espacial. Para o vetor E-F, a distância medida no raster é de 5,607 m ao considerar os valores de OD_{orto} e OD_{diag} de Butt e Maragos (1998). Ou seja, reduziu-se o erro de superestimativa de 8,2% para 4,1% em relação a considerar a forma comum de calcular as distâncias euclidianas.

Como os rios alternam direções entre vários ângulos ao longo do seu percurso representado em um raster, a adoção de operadores de transformação de distância leva à compensação de erros de sub e superestimativa, tendendo a reduzir o erro total ao final. Em outras palavras, o uso desses operadores não elimina o erro intrínseco de computar distâncias ao longo de um raster, mas faz com que os erros sejam reduzidos ao computar distâncias para estruturas que alternam múltiplas direções. Isso foi verificado com trechos de rios reais na bacia do rio Uruguai, no sul do país, no trabalho de Paz et al. (2008).

14.6 Como avaliar a qualidade de uma rede de drenagem?

Nos capítulos anteriores foram descritos diversos produtos derivados do MDE, com destaque para a rede de drenagem. A qualidade da rede de drenagem derivada de um MDE é influenciada por vários fatores. Primeiramente, pela própria qualidade das elevações do MDE, em termos de precisão horizontal e vertical e efeitos de ruídos. Mas, a qualidade da rede também é influenciada pelas características físicas da área de estudo, pela escala de análise e resolução espacial trabalhada, além do efeito dos algoritmos usados para o processamento do MDE.

Diversas situações demandam que a qualidade da rede de drenagem obtida do MDE seja avaliada adequadamente. Por exemplo, para analisar o efeito da resolução espacial do MDE, para avaliar novas fontes de dados de MDE, para avaliar melhorias nos dados de MDEs existentes ou para avaliar novos algoritmos de processamento de MDE (Sousa e Paz, 2017).

Mas, como avaliar a qualidade de uma rede de drenagem? Na verdade, há uma pergunta anterior a essa: o que se entende por qualidade de uma rede de drenagem? Não existe um conceito definitivo sobre isso, mas entende-se, em

geral, que a qualidade da rede esteja associada ao traçado e posicionamento espacial dos braços de rio que se aproximem ao máximo ao traçado e posicionamento de uma rede tomada como referência. Por isso, várias abordagens e métricas na literatura existem para tentar quantificar a proximidade e reprodução de padrões de uma rede de drenagem relativamente a uma rede de referência.

Como se espera que uma rede se aproxime do traçado e posicionamento de uma rede de referência, é compreensível esperar que características diretas da rede como comprimentos e sinuosidades de trechos também estejam em concordância com a rede de referência. Assim, a análise das características de trechos de rios também tem sido utilizada para avaliar a qualidade de redes de drenagem derivadas do MDE. Analogamente, características indiretas da rede, como formato e quantidade de área de drenagem também se espera que fiquem em concordância com a rede de referência. Por esse motivo, esse tipo de comparação também é usado para avaliação da qualidade da rede.

Todas as abordagens de avaliação da qualidade de uma rede de drenagem apresentam vantagens e desvantagens e cada uma tem um foco em um ou mais aspectos específicos de julgamento dessa qualidade. Algumas formas de avaliação julgam o traçado em si da rede, outras julgam características diretas como comprimentos enquanto outras avaliam características indiretas, como o tamanho da bacia de drenagem.

A rede sob julgamento será usada com que finalidade? O traçado da rede e seu posicionamento espacial serão relevantes para o uso que se quer fazer? Ou apenas valores de comprimentos de rios e de áreas de drenagem serão efetivamente usados em outro estudo? Essas reflexões são importantes para o usuário realizar, a fim de selecionar a abordagem de avaliação da rede de drenagem em função do propósito do que se quer avaliar, ou seja, com que finalidade é feita a avaliação. Para obter uma avaliação mais completa da qualidade da rede de drenagem, é preciso aplicar várias formas de análise conjuntamente.

14.7 O que é uma rede de drenagem de referência?

Uma questão chave para a avaliação de redes de drenagem derivadas do MDE é a disponibilidade de uma rede de referência e que essa rede seja adequada para ser considerada como referência. Mas o que é necessário para que uma rede de drenagem seja considerada de referência para a avaliação de outras redes?

Uma rede tomada como referência não necessariamente representa o traçado e posicionamento espacial de forma definitivamente precisa, em relação ao mundo real. Pelo contrário, qualquer forma de obtenção de uma rede de drenagem é passível de imprecisão e erros.

Formas de obtenção de uma rede de referência mais comuns são via levantamento de campo baseado em instrumentos topográficos, levantamento por aerofotogrametria e digitalização manual de imagens orbitais, dentre outras. Em todos esses procedimentos existem diferentes fontes de erro, como o georeferenciamento dos dados e imagens, dificuldade de interpretação do traçado dos rios, imprecisão no procedimento manual de digitalização, entre outros.

Além disso, uma questão central para que uma rede seja válida para servir como referência de avaliação de outras redes é a finalidade dessa avaliação. Para que se quer fazer tal avaliação, com que propósito? Por exemplo, ao avaliar o efeito da resolução espacial do MDE sobre a rede de drenagem, pode-se considerar que a rede derivada do MDE na resolução mais fina seja válida como rede de referência. Nesse caso, o propósito é avaliar o quanto as redes de drenagem derivadas do MDE em diferentes resoluções espaciais mais grosseiras mantêm os padrões da rede obtida na resolução original.

Se a finalidade é avaliar a qualidade de uma rede de drenagem derivada de uma nova fonte de dados de MDE, o interesse é julgar quão boa essa rede reproduz o mundo real. Nesse caso, a rede de referência deve ter traçado, posicionamento e características que reproduzem o mundo real com qualidade suficiente para servir de baliza de julgamento da outra rede.

Em alguns casos, a inexistência de uma rede de referência com nível de qualidade aceitável para servir a essa finalidade faz com que as análises comparativas sejam feitas entre redes, mas sem a associação de erro. Apenas se discute a discordância ou divergência entre traçados e características, mas sem haver elementos para inferir qual das redes está errada.

14.8 Abordagens de avaliação da qualidade da rede de drenagem

Nos subitens seguintes, são descritas diferentes abordagens usadas na literatura científica para avaliar a qualidade de uma rede de drenagem derivada do MDE.

14.8.1 Inspeção visual para analisar a qualidade da rede de drenagem

A inspeção visual é uma das abordagens mais utilizadas para avaliar a qualidade de uma rede de drenagem. Nessa abordagem, o traçado da rede é analisado visualmente quanto à aderência em seguir o traçado de outra rede considerada como referência, de forma qualitativa. A rede em análise é superposta à rede de referência e visualmente o observador percorre as redes inferindo sobre a concordância entre elas.

Nessa forma de análise, não se tem um julgamento absoluto da qualidade da rede, pois a análise é meramente qualitativa e contém subjetividade. Em geral, é feita uma inferência relativa, comparando a capacidade da rede sob análise em seguir a rede de referência relativamente a outras redes sendo analisadas. São obtidas respostas do tipo: a rede A está melhor em seguir o traçado da rede de referência do que a rede B. Pode-se também identificar trechos críticos de erros mais grosseiros de uma rede em relação a outra. Por exemplo, uma inferência do tipo: na parte baixa da bacia, a rede em análise apresentou maior dificuldade de seguir o traçado da rede de referência do que na parte alta da bacia.

Como exemplo real, a inspeção visual da Figura 14.5 possibilita inferir sobre a concordância de duas redes de drenagem em relação a uma rede de referência. Tem-se em análise as redes derivadas do MDE do SRTM 30 e do MDE do SRTM 90, sendo tomada como referência a rede obtida por digitalização manual de imagens Landsat. Pela inspeção visual, percebe-se como a rede oriunda do SRTM 30 segue de forma mais aproximada o traçado da rede de referência do que a rede gerada a partir do SRTM 90.

No exemplo em questão, as áreas 1 e 2 destacadas evidenciam trechos com maior divergência da rede originada do SRTM 90 em relação à rede de referência, pelo maior distanciamento entre elas. Nesse tipo de figura, é essencial a inserção da escala gráfica, para que a inspeção visual tenha um referencial de distância para aprimorar o julgamento dos traçados das redes de drenagem.

Na abordagem de inspeção visual, usufrui-se da capacidade do conjunto olho e cérebro humanos de identificar e julgar complexos padrões espaciais de difícil mensuração por outros métodos (Saraiva e Paz, 2014). Em particular, esse tipo de análise é muito indicado para julgamento de redes de drenagem obtidos em resoluções espaciais mais degradadas, quanto à manutenção dos padrões espaciais de drenagem presentes na rede de drenagem mais refinada, tomada como referência (Arora e Harrison, 2007; Wu et al., 2011).

A desvantagem principal desse tipo de análise é a subjetividade intrínseca e o risco de viés, já que diferentes observadores podem chegar a resultados distintos. Além disso, há duas dificuldades principais. A primeira é para perceber diferenças mais sutis entre redes sob avaliação e a segunda é a repetição do procedimento de análise (Gatziolis e Fried, 2004). Ao se repetir a inspeção visual depois de um intervalo de tempo, um mesmo observador pode ter impressão distinta da realizada na primeira vez. Quando se tem diferenças mais discrepantes entre as redes, como nas áreas 1 e 2 da Figura 14.5, há maior convergência de interpretação entre diferentes observadores e para uma mesmo observador repetindo o procedimento em instantes de tempo distintos.

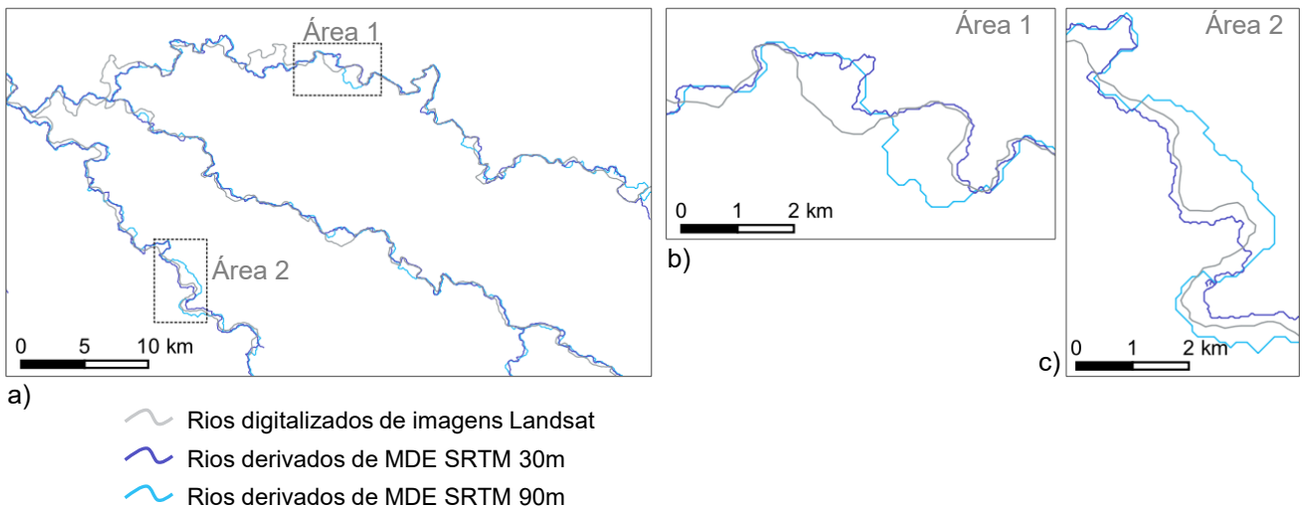


Figura 14.5 - a) Superposição de traçados de rios de parte da bacia do rio Icamaquã (Rio Grande do Sul) obtidos por diferentes formas, para fins de inspeção visual; b), c) Detalhamento das áreas 1 e 2, respectivamente, indicadas em a).

14.8.2 Características da rede de drenagem como forma de avaliação

A forma mais usual encontrada na literatura para avaliar uma rede de drenagem é quantificar e analisar características diretas e indiretas da rede de drenagem. São avaliadas características diretas de trechos de rio, como comprimento e sinuosidade. Como características indiretas, são avaliadas a área e o perímetro da bacia de drenagem em diferentes pontos da rede, além de índices geomorfológicos como coeficiente de forma e coeficiente de compacidade. Outras características de rios e bacias como quantidade de cabeceiras, quantidade de confluências, densidade de drenagem e ordem dos cursos d'água também tem sido usadas para essa finalidade.

As principais vantagens desse tipo de análise são a facilidade de determinação dessas características e a disponibilidade de informações sobre valores dessas características obtidos de outros estudos para servir como referência. A comparação entre valores obtidos para uma rede de drenagem sob avaliação e os valores de referência é trivial e de fácil compreensão em termos de diferenças absolutas e relativas. Além disso, características principais como comprimento de rios e área da bacia são informações de grande relevância para muitos estudos hidrológicos e ambientais. Isso motiva a quantificação e análise para saber qual o impacto da determinação de uma rede de drenagem sobre essas características.

O principal aspecto desfavorável ao julgamento da qualidade de uma rede de drenagem em função das características de rios e da bacia é que, na essência, esse tipo de análise não avalia a qualidade da rede em si. Duas redes de drena-

gem podem apresentar mesmo comprimento do rio principal e mesmo tamanho de bacia hidrográfica, mas os traçados das redes apresentarem grande divergência espacial entre si. Ou seja, a correspondência de valores dessas características entre a rede avaliada e a rede de referência não significa concordância nos traçados dessas redes.

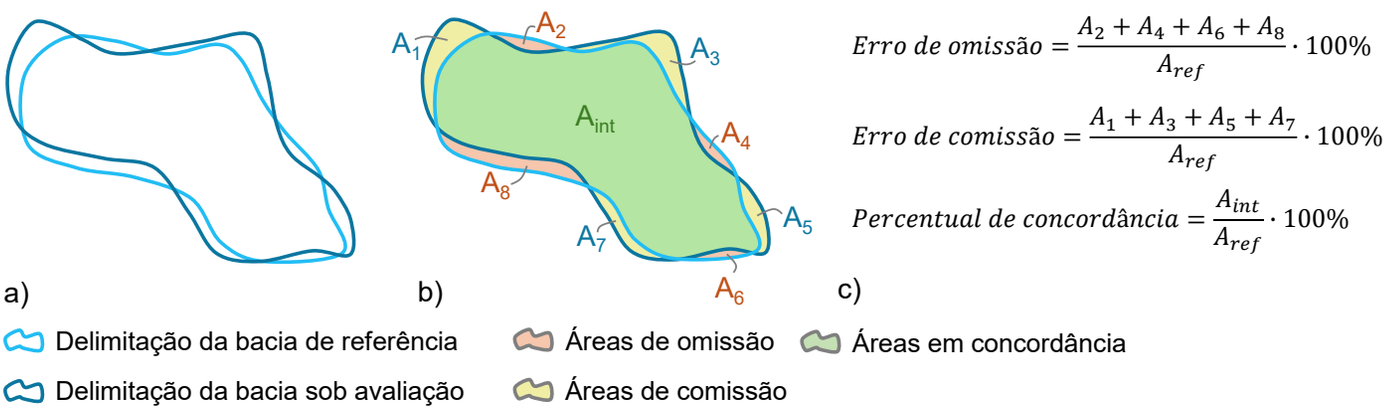
Outra desvantagem é a existência do efeito de compensação de erros. Por exemplo, suponha que na parte mais a montante da bacia a rede sob avaliação apresenta erro de subestimativa do comprimento do rio, por não conseguir representar todos os meandros. Porém, suponha que, na parte mais a jusante da bacia, essa rede apresentou a tendência de ziguezaguear pela planície de inundação, superestimando o comprimento de referência. No cômputo do tamanho total do rio, os erros de sub e superestimativa podem se compensar, e o valor total pode ser muito próximo ao tamanho total de referência.

14.8.3 Erros de comissão e omissão na delimitação da bacia hidrográfica

O processamento de um MDE para obter a rede de drenagem quase invariavelmente está associado também à delimitação da bacia hidrográfica correspondente a essa rede de drenagem. De fato, a identificação de quais áreas têm escoamento que contribui para a rede de drenagem constitui um passo essencial para a grande maioria dos estudos que venham a utilizar essa rede de drenagem.

Se existe uma delimitação da bacia que possa ser considerada como referência, a delimitação obtida a partir do MDE pode ser avaliada superpondo-a com a delimitação disponível e quantificando as áreas de concordância e discordância entre as duas. Dois tipos de erros podem ser quantificados (Figura 14.6): as áreas erroneamente incluídas na delimitação sob análise (erro de comissão) e as áreas omitidas (erro de omissão).

O erro de omissão se refere à relação entre o total de áreas que deixaram de ser incluídas na delimitação e o total da área da bacia de referência. O erro de comissão corresponde à relação entre o total de áreas erroneamente incluídas na delimitação e o total da área da bacia de referência. A área de interseção entre as duas delimitações representa um acerto, que pode ser quantificado em termos do percentual de concordância entre as delimitações. Essa métrica se refere à relação entre a área de interseção entre as delimitações e a área total da bacia de referência.



$$Erro\ de\ omissão = \frac{A_2 + A_4 + A_6 + A_8}{A_{ref}} \cdot 100\%$$

$$Erro\ de\ comissão = \frac{A_1 + A_3 + A_5 + A_7}{A_{ref}} \cdot 100\%$$

$$Percentual\ de\ concordância = \frac{A_{int}}{A_{ref}} \cdot 100\%$$

Figura 14.6 - Comparação entre a delimitação da bacia sob avaliação e a delimitação de referência: a) Superposição entre as delimitações; b) Indicação das áreas de omissão, comissão e em concordância; c) Cálculo do erro de omissão, erro de comissão e percentual de concordância, onde A_{int} é área de interseção e A_{ref} é a área total da bacia de referência.

A quantificação dos erros de omissão e comissão e do percentual de concordância entre duas delimitações de bacia em formato vetorial é um procedimento relativamente trivial de ser feito, usufruindo de operações de manipulação de vetores comumente disponíveis na maioria dos softwares de SIG. São usadas, por exemplo, operações de interseção e junção de polígonos, além da operação de cálculo de atributo geométrico de área de polígonos.

Alternativamente, esse procedimento de análise comparativa entre delimitações de bacia também pode ser facilmente realizado considerando essas delimitações em formato raster. Uma forma prática e simples de realizar isso é a seguinte (Figura 14.7):

i) Reclassificar os rasters das delimitações: o raster da delimitação da bacia sob análise é reclassificado para ter atributos 2 e 0 para os pixels pertencentes ou não, respectivamente, à bacia; o raster da delimitação de referência analogamente é reclassificado para ter atributos 1 e 0 para os pixels integrantes da bacia ou não, respectivamente;

ii) Fazer a soma dos dois rasters das delimitações, com interpretação da seguinte forma: o raster resultante tem pixels com valores 0, 1, 2 ou 3; o valor 0 corresponde aos pixels não pertencentes à nenhuma das duas delimitações; o valor 1 se refere aos pixels que fazem parte da bacia de referência mas não da bacia sob análise; o valor 2 corresponde aos pixels que não fazem parte da bacia de referência mas foram incluídos na bacia sob avaliação; por fim, o valor 3 se refere aos pixels pertencentes a ambas delimitações;

iii) Quantificar a área ocupada por cada atributo distinto (0, 1, 2 e 3) no raster resultante;

iv) Quantificar a área da bacia de referência;

v) Calcular as métricas erro de comissão, erro de omissão e percentual de concordância: o erro de comissão é a área ocupada pelos pixels de valor 2 no raster da soma, dividida pela área da bacia de referência e multiplicada por 100%; o erro de omissão é a área ocupada pelos pixels de valor 1 no raster da soma, dividida pela área da bacia de referência e multiplicada por 100%; o percentual de concordância é a relação entre a área ocupada pelos pixels de valor 3 no raster da soma e a área da bacia de referência, multiplicada por 100%.

No exemplo da Figura 14.7, ilustra-se o cálculo dos erros de comissão e omissão e do percentual de concordância. Nesse exemplo, o erro de comissão é de 7/23 ou 30,4%, enquanto o erro de omissão é de 6/23 ou 26,1%. O percentual de concordância é de 73,9% (17/23).

Deve ser observado que os erros de comissão e omissão e o percentual de concordância não somam 100%, já que o valor de área de referência para os cálculos desses indicadores é a área da bacia de referência, mas a bacia sob análise ocupa área distinta.

O erro de omissão tem como valor mínimo 0%, quando não há área da bacia de referência que deixou de ser incluída na delimitação em análise (Figura 14.8-a). O valor máximo desse erro é 100%, que ocorre quando a bacia de referência por inteiro está fora da delimitação em análise (Figura 14.8-b).

O erro de comissão tem valor mínimo também 0%, que representa a situação em que não há nenhuma área da bacia em análise que está fora da bacia de referência (Figura 14.8-c). Já o valor máximo do erro de comissão não tem limite, podendo crescer infinitamente tanto quanto existam áreas da bacia em análise que estejam fora da bacia de referência (ou seja, o valor máximo conceitual é ∞).

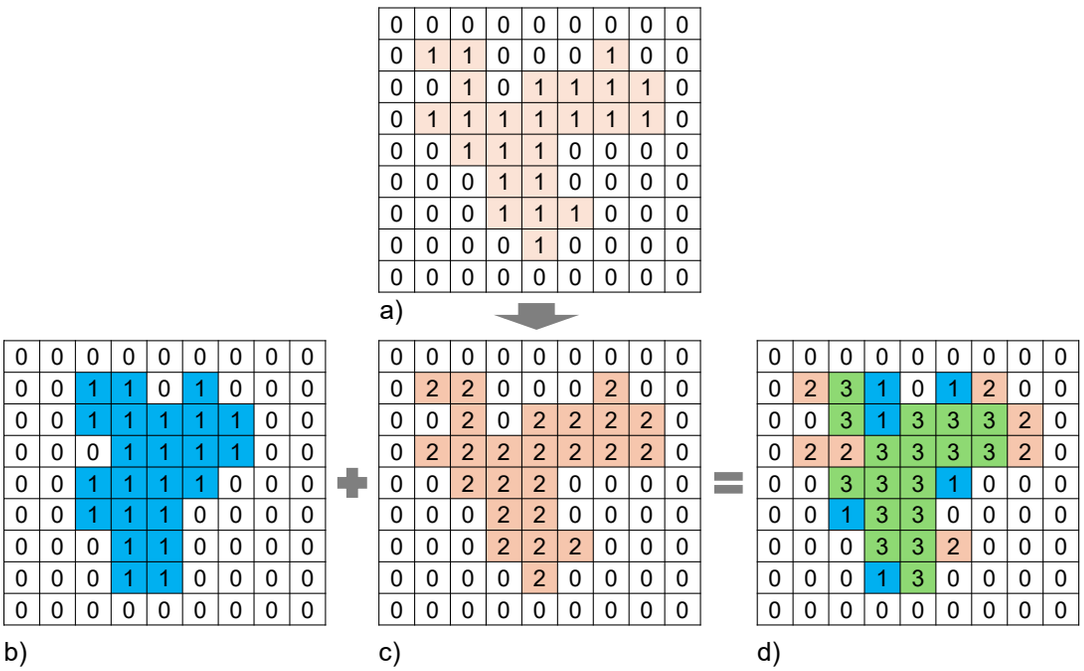


Figura 14.7 - Esquema de avaliação da delimitação de uma bacia hidrográfica derivada de um MDE, em formato raster: a) Delimitação em análise, obtida do MDE; b) Delimitação de referência; c) Reclassificação da delimitação sob análise; d) Soma dos rasters das duas delimitações, resultando em valores 0 (pixel não pertencente à nenhuma das delimitações), 1 (pixel faz parte da bacia de referência mas não da bacia em análise), 2 (pixel não pertence à bacia de referência mas faz parte da bacia sob avaliação); 3 (pixel integra ambas delimitações).

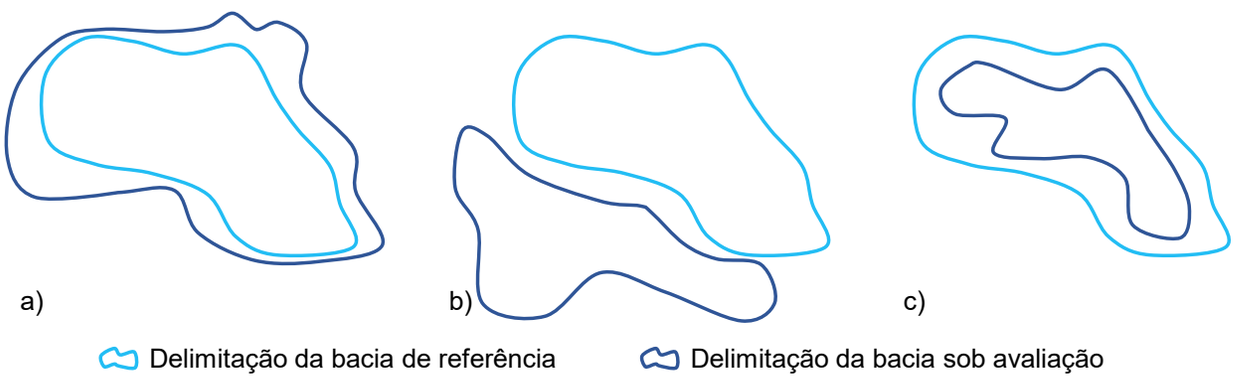


Figura 14.8 - Situações extremas de comparação entre duas delimitações de bacia hidrográfica: a) Delimitação sob avaliação contém inteiramente a delimitação de referência (erro de omissão 0%, erro de comissão não nulo e percentual de concordância 100%); b) Delimitação sob avaliação e delimitação de referência sem interseção (erro de omissão de 100%; erro de comissão não nulo; percentual de concordância 0%); c) Delimitação sob avaliação está inteiramente contida na delimitação de referência (erro de comissão 0%; erro de omissão inferior a 100%; percentual de concordância inferior a 100%).

O percentual de concordância varia entre 0 e 100% e tem interpretação oposta aos erros de comissão e omissão. Para os erros, quanto menor o valor, melhor a delimitação da bacia em análise. Para o percentual de concordância, quanto maior o valor, melhor é a delimitação segundo essa forma de análise.

O valor mínimo de 0 do percentual de concordância ocorre quando não há nenhuma área da bacia em análise dentro da bacia de referência (Figura 14.8-b). Nesse caso, o erro de omissão é de 100%, mas o erro de comissão vai depender do tamanho da área da bacia em análise.

O valor máximo de 100% do percentual de concordância representa a situação inversa, quando a delimitação em análise está inteiramente contida na bacia de referência (Figura 14.8-c). Nesse caso, o erro de comissão é igual a 0, mas o erro de omissão depende de quanto de área da bacia de referência deixou de ser incluída na delimitação em análise.

Seja como operação entre rasters ou entre vetores, a comparação entre delimitações de bacia é um procedimento de fácil determinação e sua aplicação avalia quantitativamente quão boa está a delimitação da bacia sob análise em termos da reprodução do formato da delimitação de referência. Ou seja, é uma forma de análise do posicionamento espacial da delimitação, sem haver efeito de compensação como ocorre com a comparação numérica do total de área de drenagem.

Entretanto, a análise da concordância espacial entre delimitações pelos erros de comissão e omissão não infere diretamente sobre a qualidade da rede de drenagem em si. Outra desvantagem dessa forma de análise é a dependência da disponibilidade de uma delimitação de bacia que possa ser tomada como referência.

Deve-se ter a atenção de ponderar qual delimitação de bacia poderia efetivamente servir para essa finalidade. Por exemplo, delimitações de bacia disponibilizadas por bases de dados de órgãos oficiais não necessariamente tem os requisitos necessários, pois podem ter sido obtidas usando fontes de dados de MDE de resolução espacial mais degradada ou de menor precisão do que a bacia sob avaliação, ou obtida com emprego de algoritmos de direções de fluxo identificados na literatura como de qualidade questionável.

14.8.4 Distância média da delimitação da bacia hidrográfica

A distância média (d_{med}) da delimitação da bacia é uma métrica que avalia quantitativamente o deslocamento espacial entre a bacia sob análise e a bacia de referência. É uma forma de avaliação típica para trabalhar com as delimitações das bacias em formato vetorial.

Superpondo as duas delimitações em formato vetorial, em geral elas vão se cruzar em vários pontos, formando polígonos entre esses pontos (Figura 14.9-a). No local do ponto de cruzamento, a distância entre as duas delimitações é zero. Nos trechos em que se formam os polígonos, tem-se distâncias variáveis em cada ponto entre as duas delimitações (Figura 14.9-b). Conceitualmente, a média dessas distâncias é a métrica d_{med}.

A métrica d_{med} varia de 0, quando as duas delimitações são totalmente coincidentes, até infinito, crescendo tanto quanto seja o distanciamento entre as duas delimitações. A interpretação dessa métrica é direta: quanto maior dmed, maior a discrepância entre os traçados das duas delimitações, e o valor da métrica indica quantitativamente a intensidade dessa discrepância. A unidade de medida usual é metros.

Na prática, a forma mais simples de determinar a métrica dmed consiste em inicialmente quantificar a área de cada polígono formado pelo cruzamento das delimitações (Figura 14.9-c). Depois somam-se todas as áreas desses polígonos e divide-se tal soma pelo perímetro da bacia de referência (Figura 14.9-d). Esse procedimento equivale a transformar esses polígonos em um retângulo equivalente. Ou seja, a distância média corresponde à largura de um retângulo cujo

comprimento é o perímetro da bacia de referência e cuja área é igual à soma das áreas dos polígonos entre os cruzamentos das delimitações em comparação. Se a área dos polígonos é obtida em m² e o perímetro da bacia de referência em metros, então d_{med} é expressa em metros.

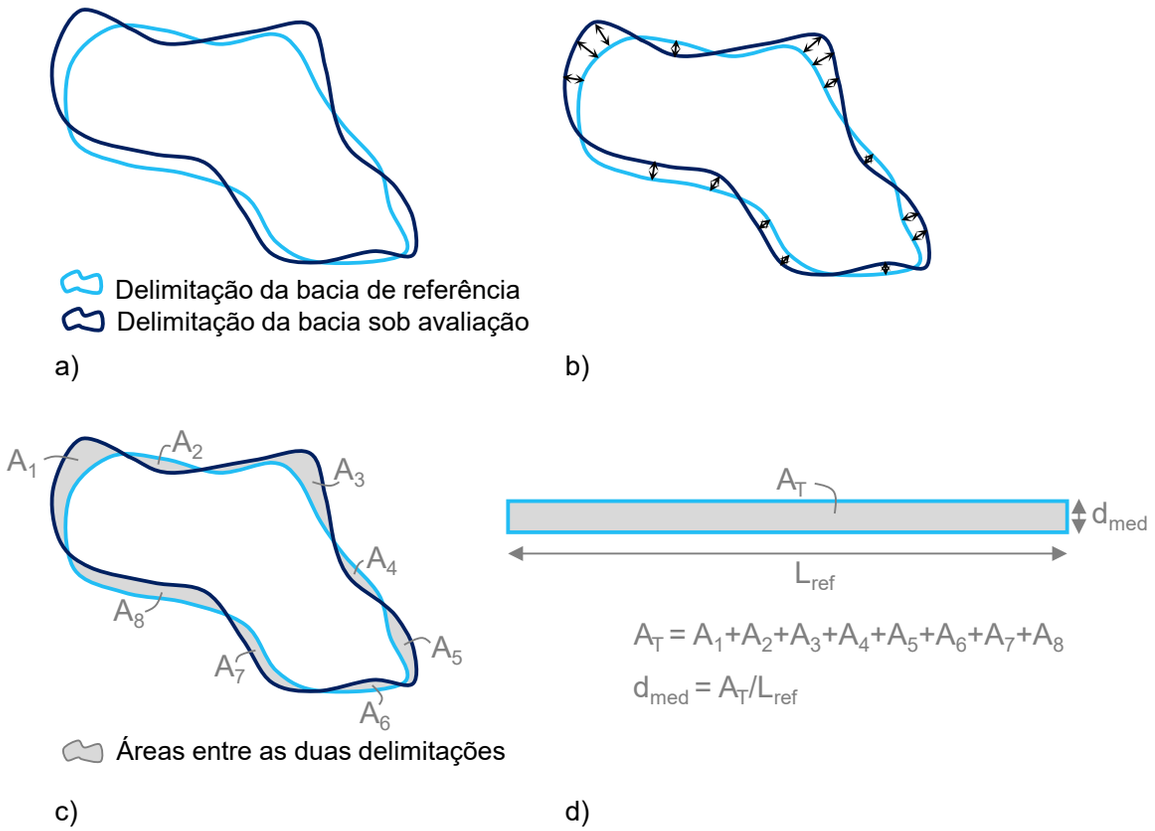


Figura 14.9 - a) Comparação entre duas delimitações de bacias hidrográficas para determinação da distância média entre elas; b) Indicação da distância entre delimitações em alguns pontos; c) Formação de polígonos entre os cruzamentos das delimitações (oito polígonos) e quantificação das áreas desses polígonos (A_i, i = 1 a 8); d) Determinação da distância média (d_{med}) entre as delimitações pela relação entre soma das áreas dos polígonos (A_T) e perímetro da bacia de referência (L_{ref}).

A avaliação da qualidade da delimitação de uma bacia pela métrica d_{med} mede a discrepância espacial do traçado da delimitação em relação à delimitação de referência. Ou seja, tem-se uma métrica que considera o posicionamento espacial da delimitação da bacia, assim como o formato e, indiretamente, a área. Como a métrica em si resume um valor médio de distanciamento entre as delimitações, torna-se importante a visualização das delimitações como complemento da análise. Isso permite a percepção espacial de onde ocorrem os maiores trechos de discrepância ou concordância entre os traçados. Uma desvantagem dessa métrica é requerer a disponibilidade de uma delimitação de bacia para servir como referência, o que nem sempre existe, como comentado no subitem anterior.

14.8.5 Distância média entre traçados da rede de drenagem

A distância média entre traçados da rede de drenagem é uma forma de avaliação quantitativa do distanciamento espacial do traçado de uma rede de drenagem sob avaliação em relação ao traçado de uma rede de drenagem tomada como referência (Figura 14.10-a).

Essa métrica é análoga à distância média entre delimitações de bacia hidrográfica, tanto conceitualmente quanto na forma de obtenção. Conceitualmente, representa a média das distâncias calculadas ponto a ponto entre os dois traçados (Figura 14.10-b). Na prática, a forma mais simples de determinação é com a formação e quantificação de áreas dos polígonos entre os traçados das redes, para depois divisão da soma das áreas desses polígonos pela extensão do traçado da rede em análise. Entretanto, dois passos adicionais precisam ser realizados em relação ao procedimento aplicado à distância média entre delimitações de bacia: o isolamento de trechos e o fechamento das extremidades.

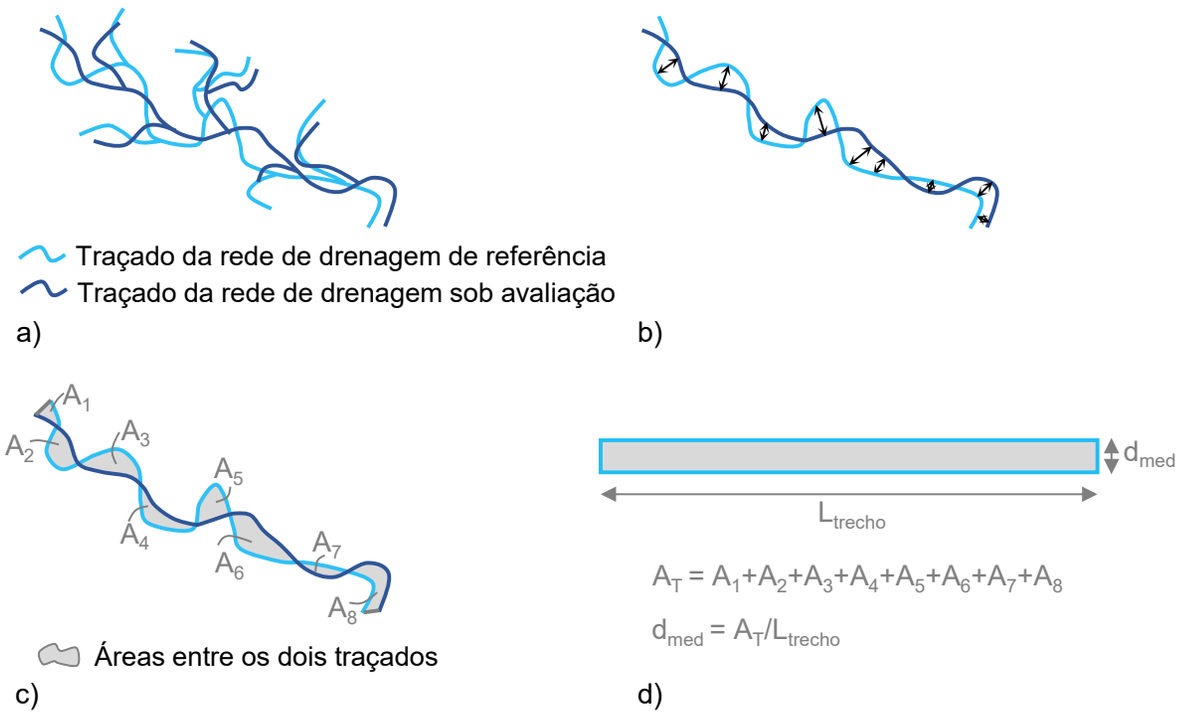


Figura 14.10 - a) Comparação entre dois traçados de rede de drenagem para determinação da distância média entre eles; b) Simplificação da rede e isolamento do trecho para avaliação, com indicação da distância entre os traçados em alguns pontos; c) Fechamento das extremidades das redes, formação de polígonos entre os cruzamentos dos traçados (oito polígonos) e quantificação das áreas desses polígonos (A_i, i = 1 a 8); d) Determinação da distância média (d_{med}) entre os traçados pela relação entre soma das áreas dos polígonos (A_T) e a extensão do traçado da rede de referência (L_{ref}).

O primeiro passo adicional é o isolamento do traçado para um trecho específico da rede que se quer avaliar e o isolamento do trecho correspondente da rede de referência. Ao processar o MDE, obtém-se a rede de drenagem com ramificações. Mas o cômputo de distâncias entre trechos correspondentes da rede de referência e da rede sob análise é praticamente inviável quando aplicado entre redes ramificadas (Figura 14.10-a).

A existência de vários braços de rio gera confusão para saber entre quais pontos e trechos dos traçados devem ser medidas as distâncias. Caso o interesse seja obter resultados de forma mais distribuída espacialmente, pode-se subdividir um trecho de rio em sub-trechos e computar a distância média de cada sub-trecho individualmente. O segundo passo adicional é fechar as extremidades entre as redes por um segmento de reta, para possibilitar a formação dos polígonos das extremidades (Figura 14.10-c).

O roteiro completo e passo a passo para a obtenção da distância média entre duas redes de drenagem é o seguinte:

i) Fazer a edição das duas redes vetoriais que se quer comparar para deixá-las apenas com o traçado do trecho selecionado para análise (Figura 14.10-b);

ii) Fechamento das extremidades entre esses dois trechos (Figura 14.10-c);

iii) Quantificação das áreas de todos os polígonos formados (Figura 14.10-c);

iv) Soma das áreas dos polígonos (Figura 14.10-d);

v) Divisão da soma das áreas dos polígonos pela extensão do traçado do rio de referência (Figura 14.10-d).

vi) Repetição desse conjunto de passos anteriores para cada trecho de interesse, realizando a análise por trecho individualmente.

Se as áreas dos polígonos entre os traçados são quantificadas em m² e a extensão do traçado do rio de referência em metros, a distância média é obtida em metros. Quanto maior d_{med}, maior o distanciamento espacial entre os dois traçados. O valor mínimo de d_{med} é zero, quando os dois traçados são rigorosamente coincidentes, e pode aumentar infinitamente.

Essa métrica assume exatidão no traçado da rede de referência e considera que qualquer desvio desse traçado é um erro no traçado da rede sob avaliação. Isso pode ser visto como uma desvantagem da métrica d_{med}. Considerando que o trecho de rio pode ter largura superior ao tamanho do pixel do MDE usado para derivar a rede de drenagem, pode ser considerado muito rigoroso assumir que apenas ocorre acerto no traçado se for coincidente com o traçado de referência. Qualquer traçado entre as margens do rio seria conceitualmente aceitável, ainda mais considerando que os MDEs não têm informação batimétrica, isto é, não tem informação topográfica do fundo do rio, abaixo do nível da água.

Para ilustrar, na Figura 14.11-a é mostrado um trecho do baixo curso do rio Uruguai, no sul do país, cuja largura varia em torno de 1 a 3 km. Um traçado aproximadamente centralizado ao longo da calha do rio foi obtido pela digitalização manual sobre a composição colorida da imagem de satélite (Figura 14.11-b). Qualquer traçado derivado do MDE que esteja contido na área entre as margens do rio deveria ser considerado completamente correto (Figura 14.11-c).

Agora, suponha o traçado apresentado na Figura 14.11-d para comparação ao traçado de referência, obtido da imagem Landsat. Ao computar a distância média entre esses traçados, o resultado é d_{med} = 431 m. De fato, existe um distanciamento espacial entre os dois traçados e, na média, o valor é de 431 m. Mas esse traçado derivado do MDE está inteiramente contido na área entre as margens do rio, evidenciando como a interpretação isolada da métrica d_{med} pode ser problemática.

Não deve ser esquecida, também, a limitação dessa métrica de assumir exatidão na rede de referência, já que há erros associados ao georeferenciamento da imagem Landsat e à digitalização manual do traçado do rio. No trecho do exemplo, há ainda dois pontos em que o rio se bifurca e contorna ilhas internas (pontos A e B na Figura 14.11-b). Na digitalização manual, a rede correspondente seguiu o traçado por um dos lados da ilha em cada ponto, de forma arbitrária.

Mas a rede obtida do MDE seguiu pelo lado contrário à ilha em ambas as bifurcações, o que tende a aumentar o valor da métrica d_{med} sem necessariamente configurar um erro de traçado.

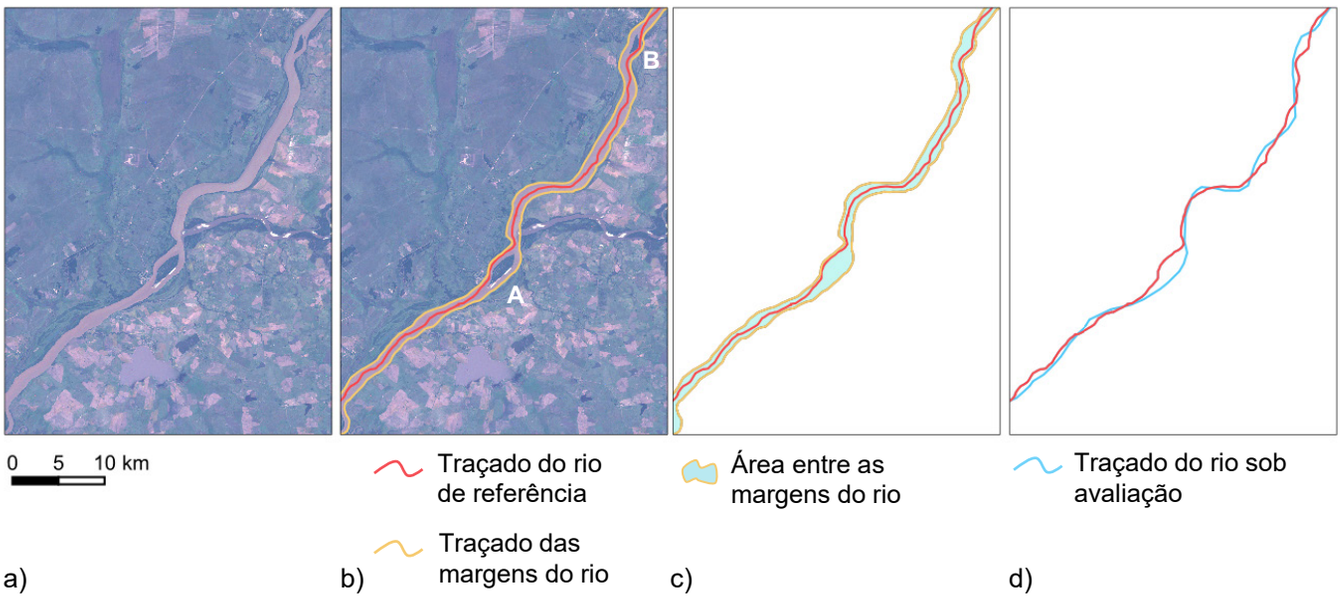


Figura 14.11 - a) Composição colorida RGB de imagem de satélite Landsat de trecho do baixo curso do rio Uruguai (fronteira entre Brasil e Argentina); b) Traçado do rio Uruguai e das margens obtido por digitalização manual sobre a imagem de satélite; c) Identificação da área entre as margens do rio; d) Traçado do mesmo trecho obtido por processamento de MDE para avaliação comparativa frente ao traçado obtido da imagem de satélite.

14.8.6 Percentagem dentro do buffer ao redor da rede de referência

Uma forma de avaliar o posicionamento espacial do traçado de uma rede de drenagem derivada do MDE em relação ao traçado de uma rede de drenagem tomada como referência é com a determinação da porcentagem dentro do buffer (PWB, do termo em inglês Percentage Within Buffer). Essa métrica quantifica a fração do traçado da rede avaliada que se encontra dentro de uma determinada área marginal ao traçado de referência, que é o buffer.

A ideia dessa métrica é avaliar a discrepância do traçado de uma rede em se situar espacialmente inserida dentro de uma certa faixa de tolerância ao redor da rede de referência. Assume-se que a rede de referência tem certa inexatidão no seu traçado e que é aceitável qualquer outra rede seguir distante dela até um determinado limite, que é a largura do buffer.

A aplicação dessa métrica é mais recomendada de ser realizada com vetores das redes sob comparação, valendo-se de operações vetoriais usualmente disponíveis nos softwares de sistemas de informação geográfica. Contudo, assim como a distância média, a determinação da porcentagem dentro do buffer é problemática ou até inviável para ser feita com trechos ramificados da rede de drenagem. É recomendado que cada trecho de interesse a ser analisado seja isolado para a quantificação do PWB correspondente.

A seguinte sequência de operações é indicada para obter a métrica PWB entre duas redes de drenagem tomadas em formato vetorial:

i) O primeiro passo é a seleção do trecho de rio para avaliação e a exclusão dos demais trechos, isolando o trecho selecionado, de ambas as redes a serem comparadas (Figura 14.12-a e Figura 14.12-b)

ii) Em seguida, aplica-se um buffer ao redor do trecho da rede de referência (Figura 14.12-c), definindo a área marginal a ela considerada aceitável para o percurso da rede sob avaliação.

iii) Com uma operação de interseção entre vetores, determinam-se os trechos da rede de referência que estão situados dentro e fora do buffer (Figura 14.12-d).

iv) Quantifica-se a extensão individual dos trechos dentro do buffer;

v) Somam-se os comprimentos desses trechos dentro do buffer;

vi) Divide-se essa soma pela extensão do trecho de rio em análise e multiplica-se por 100%. Esse resultado indica a porcentagem dentro do buffer, ou seja, a fração em percentual do trecho sob avaliação que está situada dentro da área do buffer.

vii) Repetem-se os passos anteriores para cada rio selecionado para análise individual.

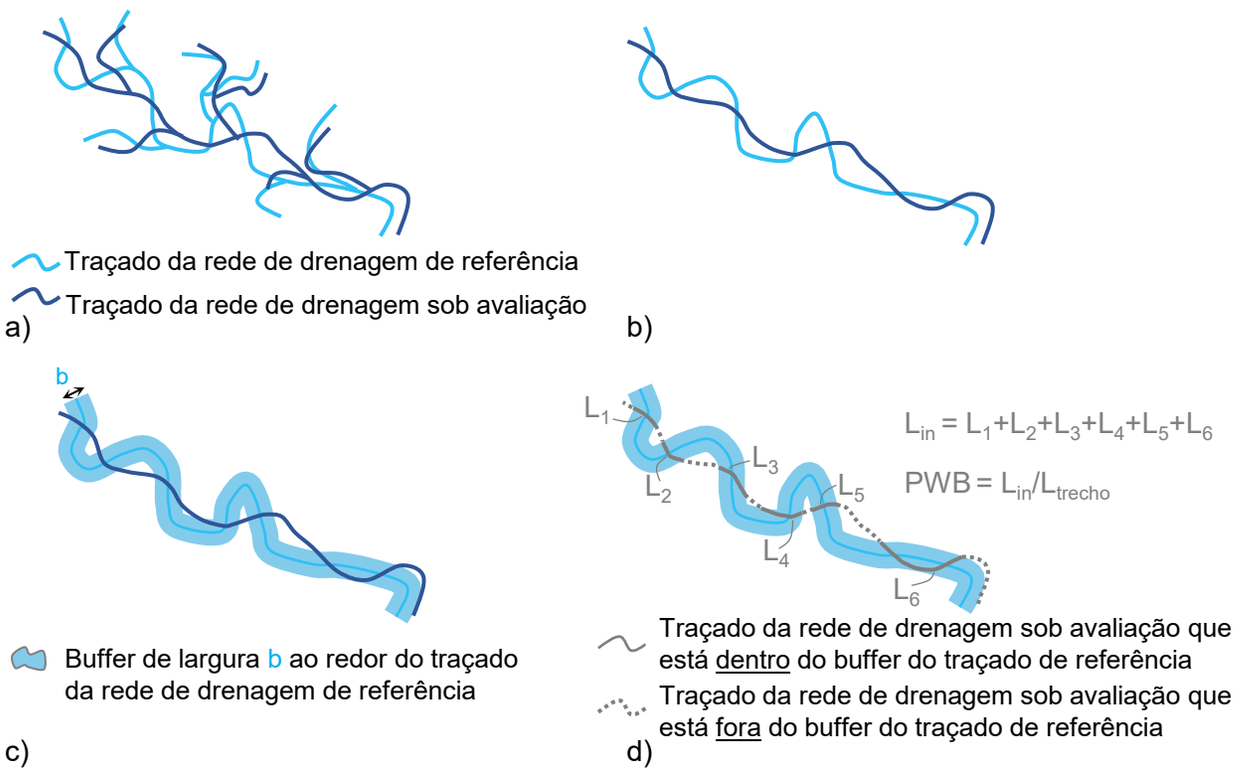


Figura 14.12 - (a) Comparação entre dois traçados de rede de drenagem para determinação da percentagem dentro do buffer; b) Simplificação da rede e isolamento do trecho para avaliação; c) Definição de largura b e formação do buffer ao redor da rede de drenagem de referência; d) Determinação das partes do traçado da rede sob avaliação que estão inseridas ou não no buffer do traçado de referência, e obtenção da percentagem dentro do buffer (PWB), onde L_{trecho} é o comprimento do trecho de rio de referência.

Uma questão chave para a aplicação da métrica PWB é a definição da largura do buffer. Uma opção para essa definição é adotar a largura do buffer como igual à largura do rio (Collischonn et al., 2010), se houver essa informação disponível ou se puder ser estimada a partir de imagens de satélite, por exemplo. Uma dificuldade para isso é a não uniformidade da largura do rio. Para levar em conta a largura variável do rio ao longo de sua extensão, o procedimento de análise poderia separar trechos de rio menores e adotar larguras de buffer distintas para cada um em função da largura média específica a cada trecho.

Outra forma de definir a largura do buffer no cálculo da métrica PWB é considerar a limitação que uma rede de drenagem derivada do MDE tem que é forçadamente ter que seguir um caminhamento ao longo dos centroides dos pixels. Quanto maior o tamanho dos pixels, isto é, quanto mais grosseira a resolução espacial do MDE, existe maior limitação espacial para o traçado da rede. Por isso, alguns autores definem a largura do buffer em função do valor da dimensão do pixel, tomando exatamente o tamanho de um pixel, de dois pixels ou até mais (Sousa e Paz, 2017).

Quanto menor a largura do buffer usado para obter o PWB, maior rigor é considerado na avaliação de uma rede e, quanto maior a largura do buffer, maior tolerância para a não concordância exata entre o traçado da rede sob avaliação e o traçado da rede de referência.

Quando se tem um conjunto de redes para avaliação comparativa em relação a um mesmo referencial, a adoção de uma largura de buffer relativamente grande não é indicada. Pois isso pode resultar que todas as redes estejam praticamente e inteiramente contidas dentro do buffer, o que reduz a utilidade da métrica para distinguir a qualidade das diferentes redes.

Por exemplo, no comparativo entre as três redes da Figura 14.13-a com a correspondente rede de referência, um buffer de largura b_1 resulta em quase 100% dos trechos das três redes dentro do buffer. Ou seja, por essa métrica, todas as três redes tem praticamente a mesma qualidade do traçado.

Similarmente, uma largura de buffer relativamente muito reduzida pode representar um rigor exagerado de exigência de acerto dos traçados das redes. Isso leva a tão pouca concordância medida pela métrica que também pode a tornar inservível para distinguir as redes sob avaliação. Essa situação é exemplificada ao adotar a largura b_2 na Figura 14.13-b. Nesse caso, o valor obtido para a métrica seria muito baixo para as três redes, o que seria interpretado como sinal de qualidade igualmente baixa dos três traçados avaliados.

Um valor de largura de buffer que proporcione um efeito intermediário deve ser buscado, sem ser tão rígido e nem tão tolerante. No exemplo em questão, um buffer de largura b_3 (Figura 14.13-c) seria o recomendado para aumentar a chance de diferenciação da qualidade entre as três redes.

Para maior aprofundamento da discussão sobre a definição da largura de buffer na aplicação da métrica PWB, recomenda-se a leitura do trabalho de Sousa e Paz (2017).

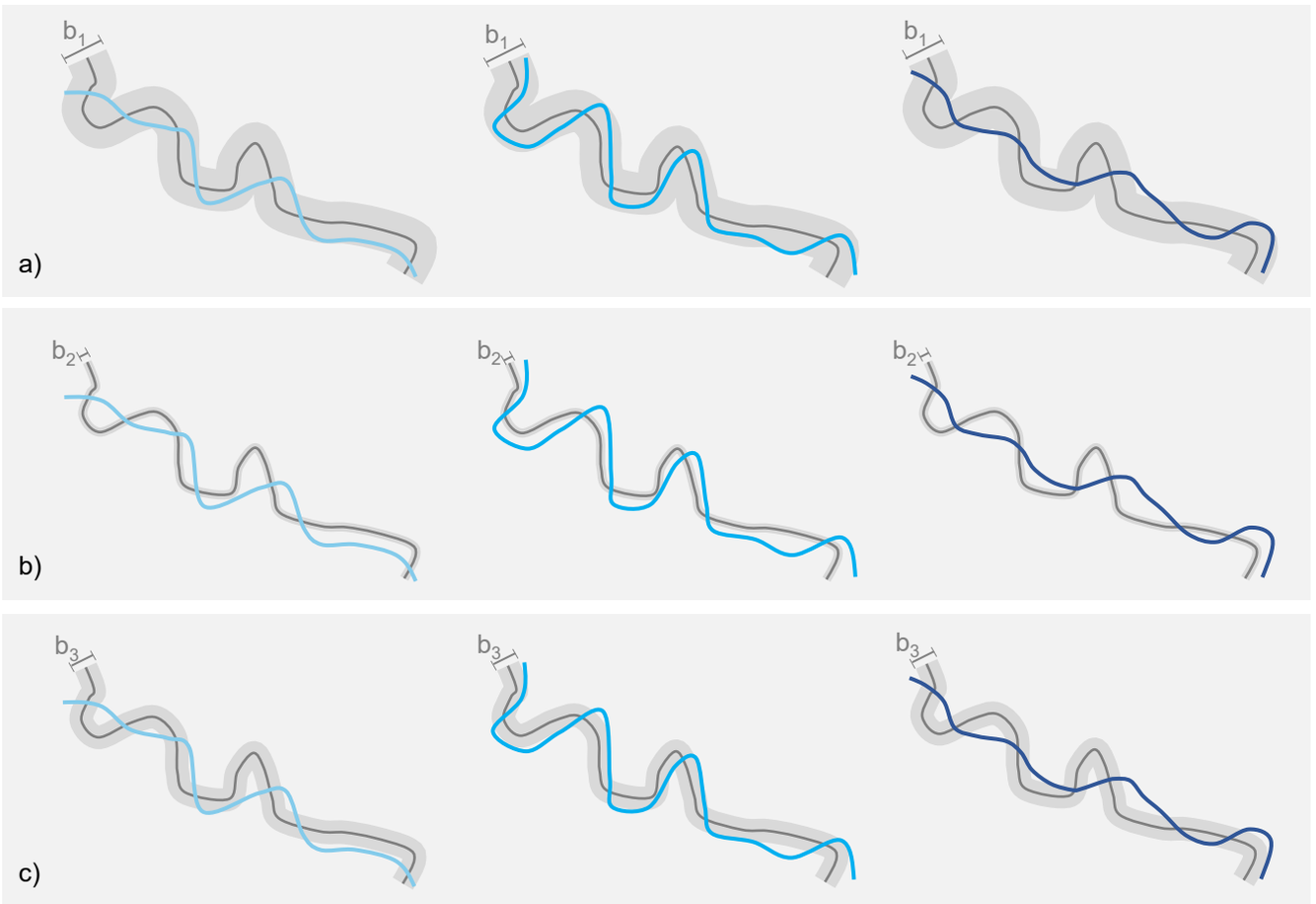


Figura 14.13 - Comparação entre traçados de três redes de drenagem (tons de azul) em relação a uma rede de referência (em cinza escuro) pela abordagem da percentagem dentro do buffer (área cinza ao redor da rede de referência), considerando buffer de larguras b_1 (a), b_2 (b) e b_3 (c).

14.9 Impactos de erros na rede de drenagem para estudos hidrológicos

Erros na rede de drenagem e nas características diretas e indiretas associadas à rede, como comprimentos de rio ou áreas de drenagem, se propagam ao longo do processamento que se faz com essas informações para estudos de diferentes tipos, seja na hidrologia, ecologia, gestão ambiental ou outra área qualquer. Em síntese, todos os estudos e atividades que necessitem da informação espacial da rede de drenagem podem ser impactados pela presença de erros de posição e traçado da rede de drenagem. Por exemplo, citam-se estudos ecológicos sobre ocorrência e distribuição de espécies com dependência da distância a cursos d'água ou estudos para escolha de áreas adequadas para localização de aterros sanitários, que tem como uma das restrições o distanciamento mínimo a rios.

Na área de hidrologia, a rede de drenagem é uma das informações de entrada fundamentais para a aplicação de modelos hidrológicos. Erros na representação do traçado dos rios e demais características associadas se propagam pela estrutura da modelagem. A propagação dos erros pode dificultar, por exemplo, a representação do regime de vazões nos

rios, a simulação do deslocamento da onda de cheia e a reprodução das manchas de inundação. Como resultado, há a propensão a fazer a compensação do efeito desses erros pela calibração de parâmetros do modelo hidrológico. Em outras palavras, forçar valores de parâmetros que contrabalancem erros na representação dos rios dentro do modelo e ajudem o modelo a reproduzir padrões hidrológicos esperados. Essa compensação via parâmetros é indesejada, segundo as melhores práticas recomendadas para a modelagem hidrológica (Semenova e Beven, 2015). Isso tende a supervalorizar o ajuste de parâmetros do modelo e a buscar o acerto do modelo a qualquer custo, em detrimento à busca pelo acerto do modelo pelos motivos certos (Kirchner, 2006).

Os subitens seguintes ilustram de forma mais concreta os efeitos de erros na rede de drenagem em estudos hidrológicos, enfocando a questão dos erros no traçado e posicionamento espacial da rede, erros nos comprimentos dos rios e erros na bacia de drenagem.

14.9.1 Erros no traçado e posicionamento espacial da rede de drenagem

Como já visto neste capítulo, vários fatores levam a erros no traçado e posicionamento espacial da rede de drenagem derivada de um MDE, em relação ao traçado real dos rios. Como exemplos desse tipo de erro, trechos de rio podem estar deslocados espacialmente ou podem apresentar traçado com mais ou menos meandros ou com meandros de geometria distinta. Além disso, confluências podem estar posicionadas de forma espacialmente deslocada.

Um dos impactos do erro no traçado e posicionamento espacial de uma rede de drenagem é na estimativa de manchas de inundação resultante de eventos extremos com a aplicação de modelos hidrológicos. Seja, por exemplo, a rede de drenagem formada pelos rios A, B e C mostrada na Figura 14.14-a. Suponha que, nessa região, há uma área urbana cortada por trechos de rio, como indicado, e que há estudos prospectivos de ampliar a oferta de abastecimento de agua para essa área urbana a partir de uma captação do rio C. Há, também, uma indústria a jusante da confluência entre os rios A e C, a qual capta água no ponto indicado.

Na Figura 14.14-b, Figura 14.14-c e Figura 14.14-d, são mostradas redes de drenagem obtidas por diferentes processamentos do MDE. Cada uma dessas redes apresenta trechos em concordância e trechos em discordância com a rede real. Em função disso, as manchas de inundação obtidas ao fazer a simulação hidrodinâmica de um evento extremo de precipitação considerando cada uma das redes apresenta divergências em relação à simulação que usa a rede real (Figura 14.14-e).

No caso da rede de drenagem da Figura 14.14-b, as duas confluências estão deslocadas espacialmente em relação ao traçado real da rede. A confluência entre os rios A e B acontece a montante do ponto onde deveria acontecer. Isso faz com que os pontos de extravasamento do rio e a área de inundação ocorram também deslocados para montante (Figura 14.14-f), supondo que a contribuição do rio B ao rio A seja um fator chave ao extravasamento do rio A nesse trecho. Com a inundação deslocada para montante no resultado da simulação hidrodinâmica, o problema da área urbana aparenta menos grave. Se esse estudo fosse considerado para a tomada de decisão, haveria o planejamento de ações com embasamento em informações equivocadas, que levaria a subestimar a real problemática de inundações nessa área.

Na simulação com os dados reais, há outra mancha de inundação associada ao transbordamento do rio C, a montante da confluência ao rio A, o que poderia ser motivado justamente pelo efeito de bloqueio e remanso das águas do rio C provocado pelo rio de maior porte, o rio A. Mas ao considerar a rede da Figura 14.14-b na simulação do modelo hidrodinâmico, o erro no posicionamento espacial da confluência entre rios A e C faz com que a mancha de inundação fique deslocada para jusante. A indústria localizada nessa região passa a ser vista como situada em uma área com risco de inundação bem maior do que o real, devido ao erro no traçado e posicionamento espacial da rede de drenagem.

No caso da rede de drenagem mostrada na Figura 14.14-c, o erro é o traçado do rio A entre as confluências com os rios B e C, enquanto o local dessas confluências está espacialmente bem representado. Na rede derivada do MDE, o rio A tem sua trajetória posicionada de forma marginal à área urbana, fazendo com que a simulação hidrodinâmica do evento extremo também resulte em redução da área urbana sujeita à inundação em relação ao resultado com a rede real. No sentido oposto, o erro do traçado do rio C na rede de drenagem da Figura 14.14-d leva a resultados de simulação de inundações com um risco falsamente aumentado de inundações no extremo sudeste da área urbana.

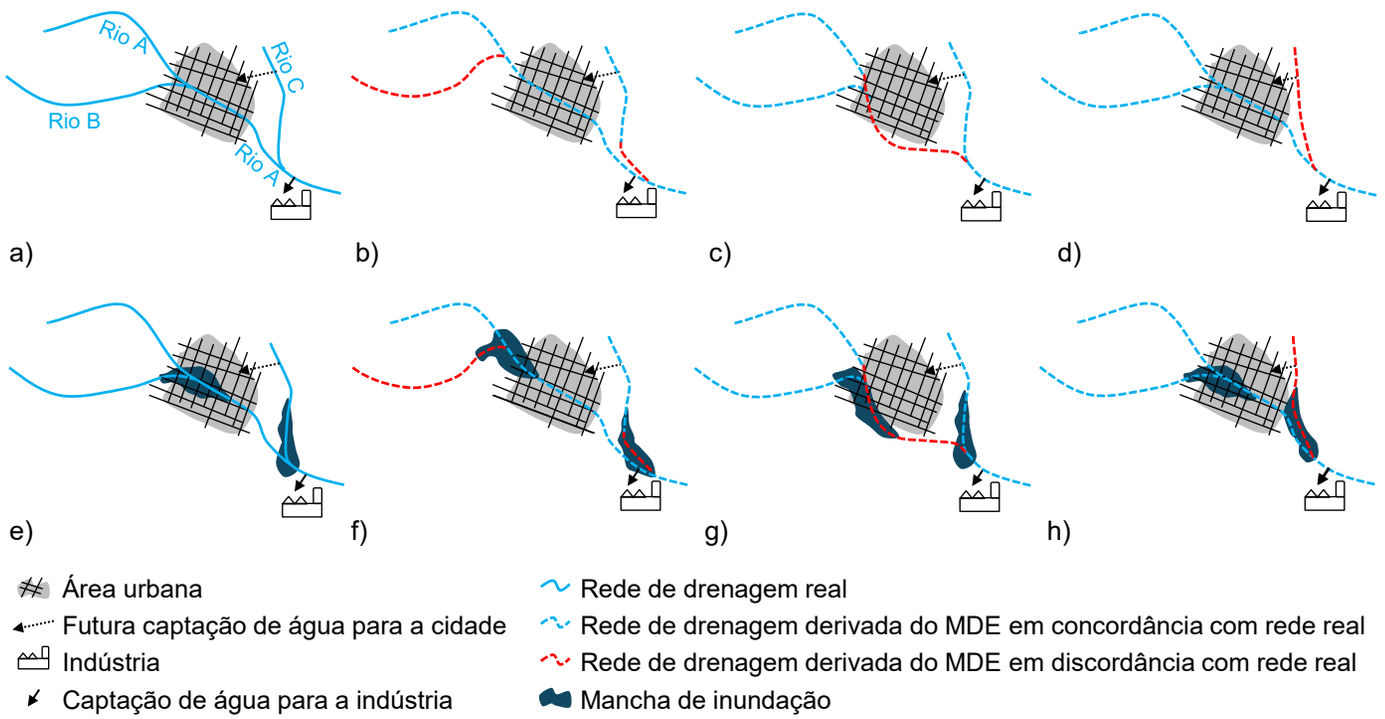


Figura 14.14 - a), e) Traçado real da rede de drenagem e mancha de inundação ocorrida para um evento extremo; b), f) Rede de drenagem derivada do MDE com erro no posicionamento espacial das duas confluências e correspondente mancha de inundação simulada com modelo hidrodinâmico; d), e) Rede de drenagem derivada do MDE com erro no traçado do rio A entre as duas confluências e a correspondente mancha de inundação simulada com um modelo hidrodinâmico.

Outro exemplo de impacto de erros no traçado e posicionamento de uma rede de drenagem é quanto a estudos de disponibilidade hídrica. Na rede de drenagem real ilustrada na Figura 14.14-a, a indústria capta água do rio A, em uma seção a jusante da confluência com o rio C. Nessa seção do rio onde há a captação, a oferta hídrica é influenciada tanto pela vazão do rio A quanto pela vazão do rio C, a montante da confluência.

Mas, na rede de drenagem derivada do MDE e ilustrada na Figura 14.14-b, há um erro de posicionamento espacial da confluência entre os rios A e C, fazendo com que o ponto de captação da indústria no rio A esteja a jusante da referida confluência. Caso seja desenvolvido um estudo de disponibilidade hídrica e confronto entre ofertas e demandas de água nessa bacia usando a rede de drenagem da Figura 14.14-b, a disponibilidade hídrica no ponto de captação da indústria vai ser inferior ao real, pelo erro de não considerar a contribuição do rio C. Logo, a tomada de decisão como a concessão de outorga dos recursos hídricos nesse trecho se torna baseada em uma subestimativa de disponibilidade hídrica, podendo configurar um falso cenário de escassez hídrica.

Um terceiro exemplo de impacto de erros no traçado da rede de drenagem é o estudo de mananciais para aumento da oferta hídrica. Além do impacto em termos quantitativos de vazões de contribuição, como já relatado, há o impacto em termos de análise preliminar de viabilidade em função da alternativa de traçado de adutoras. No exemplo da Figura 14.14-a, o rio C está a uma certa distância da área urbana, com um determinado custo associado para adução de águas para consumo. Com o erro do traçado desse rio apresentado na Figura 14.14-d, a distância de adução e o correspondente custo são falsamente reduzidos, o que poderia levar à tomada de decisão equivocada e à perda de tempo, recursos e energia até a descoberta do erro, quando do detalhamento do traçado da adutora com base em informações mais precisas.

14.9.2 Erros na definição de início da rede de drenagem

No Capítulo 7 foi abordada explicitamente a questão de definição do início da rede de drenagem, quando essa rede é extraída por processamento de um MDE. Basicamente, ao fazer esse processamento, a rede extraída pode apresentar dois tipos de erros em relação à rede real no aspecto relativo ao início dos trechos de rio.

O primeiro tipo de erro é propriamente quanto ao ponto de início de cada trecho. Esse início pode ser antecipado ou retardado em relação à rede real, ou seja, o traçado do rio começa mais a montante ou mais a jusante do ponto onde isso deveria acontecer. Por exemplo, na Figura 14.15-a, o trecho de rio cujo ponto de início é o ponto A no traçado da rede real tem o ponto de início situado mais a montante, iniciando no ponto B, na rede derivada do MDE (Figura 14.15-b).

Esse tipo de erro impacta de duas formas principais os estudos hidrológicos que usam essa rede de drenagem: (i) altera a extensão do trecho de rio, causando os impactos associados a isso, como descritos no item seguinte; (ii) altera a extensão de escoamento superficial que ocorre até alcançar o trecho de rio. Três exemplos claros de estudos impactados pelos dois fatores são estudos que estimam o tempo de viagem do escoamento da água na bacia, que avaliam a transformação de chuva em vazão ou que estimam processos de erosão e transporte de sedimentos.

Por exemplo, imagine a simulação de processos erosivos decorrentes da precipitação e escoamento superficial, tendo a origem no ponto C (Figura 14.15-c). Na rede real, de C até alcançar a rede de drenagem (ponto A), o transporte de sedimentos ocorre como escoamento superficial, pelo terreno propriamente, enquanto que de A para jusante os sedimentos são conduzidos pelo escoamento em canal, ao longo dos rios. No percurso de C até A, há muita dificuldade de deslocamento de sedimentos, em função das condições de reduzida lâmina d'água e grande atrito da superfície – no caso, áreas de floresta e pastagem. Quando inicia o transporte pela rede de drenagem (de A para jusante), há maior facilidade de condução das partículas.

Na rede derivada do MDE e ilustrada na Figura 14.15-d, o início da rede de drenagem que deveria ser em A se antecipa para B e, com isso, o trecho de escoamento superficial a jusante de C é reduzido para o percurso C-B. O resultado é que um estudo de simulação hidrossedimentológica que incorpore essa rede derivada do MDE tende a superestimar a velocidade do transporte de sedimentos, em função do início antecipado dos trechos de rio.

O segundo tipo de erro é a ocorrência de menor ou maior quantidade de braços de rio na rede, em função da definição equivocada do início da rede. Conforme o método utilizado, afluentes podem ser incluídos erroneamente ou omitidos da rede derivada do MDE, em relação à rede real. Por exemplo, na Figura 14.15-d, os braços de rio indicados pelas letras E, F, G e H não existem na rede real, mas apareceram na rede derivada do MDE e configuram erro originado do processo de definição de início de cursos d'água no processamento do MDE.

Ao ter mais braços de rio do que deveria ter, um estudo hidrológico que considere tal rede vai aumentar a velocidade de condução de escoamentos e a propensão a cheias da bacia, também superestimando o transporte de sedimentos,

entre outras implicações. Se o erro é de omissão de braços de rio, o inverso ocorre, com a bacia sendo simulada com comportamento de menor tendência a cheias e maior dificuldade de formação de escoamento superficial e transporte de sedimentos do que deveria.

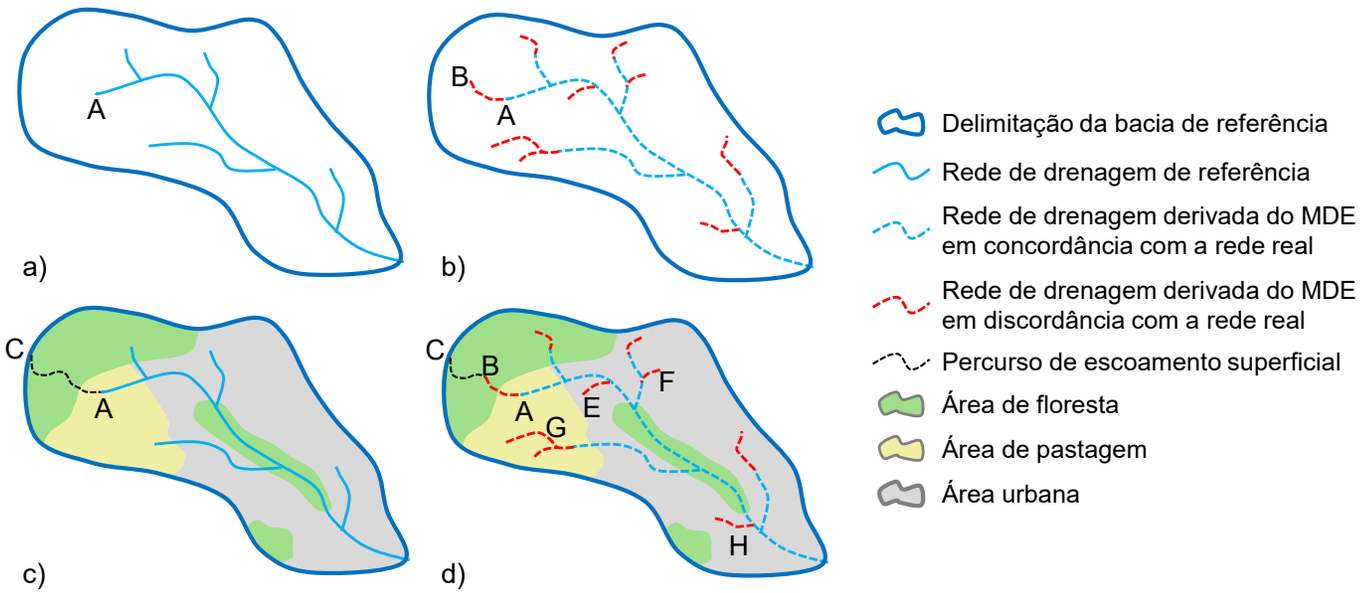


Figura 14.15 - a), b) Traçado real de uma rede de drenagem e traçado derivado do MDE, respectivamente; c), d) Superposição do traçado real e do traçado derivado do MDE, respectivamente, sobre mapeamento de uso e ocupação da terra.

14.9.3 Erros no comprimento dos trechos de rio

O comprimento de um rio é uma das informações extraídas de MDE com maior utilidade para estudos hidrológicos. Erros no traçado e posicionamento espacial da rede de drenagem tendem a causar também erros no comprimento dos trechos de rio.

Mesmo alguns estudos que não incorporam explicitamente o traçado da rede de drenagem requerem o comprimento dos rios da área de estudo. Trata-se da grandeza que representa a distância que a água deve percorrer ao longo do curso d'água até sair da bacia hidrográfica.

A extensão de um rio é fundamental para estimar o tempo de viagem do escoamento na bacia, simular a propagação de ondas de cheia, simular o transporte de sedimentos, estimar processos de depuração e diluição de cargas de poluentes lançados no rio e demais processos associados à qualidade de água, entre outros estudos hidrológicos.

A ocorrência de erro no comprimento do rio extraído a partir do processamento do MDE e o uso dessa informação nos estudos hidrológicos fazem com que todos esses estudos tenham dificuldade em reproduzir as condições reais do corpo d'água ou gerem resultados mais distantes da realidade.

Suponha, por exemplo, que o trecho de rio A-B mostrado na Figura 14.16-a tenha sido representado pelo traçado indicado na rede de drenagem derivada do MDE. Ambos os traçados real e derivado do MDE ligam os pontos A e B, porém o traçado derivado do MDE percorre uma distância menor, devido à menor sinuosidade e a não representação correta dos meandros. Considerando apenas as informações de comprimentos, na prática, é como se o rio derivado do MDE fosse de A até C, situado a montante de B (Figura 14.16-b).

Com uma distância menor a percorrer, a simulação hidrológica da propagação de uma onda de cheia tende a gerar resultados subestimando o tempo de chegada e o amortecimento – quanto maior o percurso, maior o tempo de deslocamento e maior o abatimento da vazão de pico de cheia. Analogamente, um estudo de qualidade de água tende a superestimar a concentração de um poluente ao final do trecho, ao considerar no cálculo uma distância menor do que a correta.

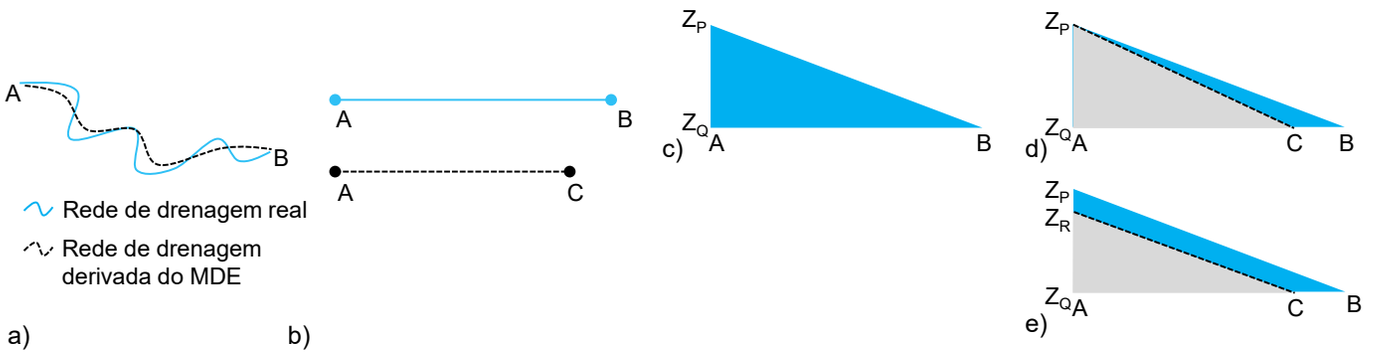


Figura 14.16 - a) Traçado real e derivado do MDE para trecho de rio entre pontos A e B; b) Conversão do traçado do trecho de rio A-B em segmento retilíneo ajustando a extensão conforme o traçado real e o traçado derivado do MDE; c) Representação esquemática do perfil topográfico longitudinal do trecho de rio A-B supondo declividade constante, indo da elevação Z_p até Z_Q; d) Perfil topográfico longitudinal simplificado extraído do MDE, vencendo mesmo desnível topográfico Z_p até Z_Q em uma distância encurtada; e) Perfil topográfico longitudinal simplificado considerando mesma declividade do trecho real mas ao longo de distância encurtada.

14.9.4 Erros na declividade dos trechos de rio

A declividade do rio é outra grandeza muito relevante para estudos hidrológicos e que está associada ao comprimento, já que a declividade é dada pela relação entre o desnível topográfico vencido ao longo do percurso do rio e a distância desse percurso. No processamento de informações derivadas do MDE, erros nos comprimentos dos rios impactam a estimativa das declividades, aumentando ainda mais o impacto final sobre os estudos hidrológicos ao usar tais informações.

A declividade de um trecho de rio é informação chave na simulação da propagação do escoamento. Por exemplo, erros de superestimativa da declividade de um rio levam a subestimar o tempo de deslocamento da onda de cheia e superestimar a capacidade do trecho em conduzir escoamentos, reduzindo erroneamente o risco a inundações. Erros de subestimativa das declividades tem efeito contrário, superestimando o tempo de propagação, subestimando a capacidade de condução de escoamentos e aumentando a estimativa de risco a inundação.

No exemplo da Figura 14.16, suponha por simplificação que o perfil topográfico do rio no trecho A-B é conforme indicado na Figura 14.163, indo da elevação Z_P até Z_Q, segundo uma declividade constante. Como na rede derivada do MDE o trecho A-B ficou encurtado, é necessária agora uma maior declividade para vencer o mesmo desnível topográfico Z_P–Z_Q em uma menor extensão longitudinal. A representação do perfil topográfico desse trecho de rio seria como indicado pela linha tracejada e área cinza na Figura 14.16-d. Ou seja, na prática, é como se o rio derivado do MDE fosse de A até C, situado a montante de B.

Se no estudo hidrológico for usada a informação de declividade correspondente ao traçado real mas a extensão for a extraída do processamento do MDE, a representação do perfil topográfico do trecho de rio seria como indicado na linha tracejada e área cinza da Figura 14.16-e, mantendo a simplificação de declividade constante ao longo do seu percurso. Para ser a mesma declividade do trecho real, mas ao longo de uma distância menor, na prática é como se fosse reduzida a elevação do ponto a montante, de Z_P para Z_R (ou analogamente equivaleria a aumentar a elevação do ponto a jusante).

14.9.5 Erros na delimitação da bacia de drenagem

A delimitação de bacia hidrográfica é uma das principais finalidades do processamento de um MDE, já que a bacia hidrográfica é a identificação da área de interesse para a maioria dos estudos ambientais e hidrológicos principalmente.

O impacto dos erros na delimitação da bacia de drenagem pode ser interpretado sob dois aspectos principais:

i) o valor numérico de área de drenagem;

ii) a área espacialmente incluída na delimitação da bacia.

Assim como o comprimento de trechos de rio, o valor numérico da área de drenagem é uma grandeza fundamental para inúmeros estudos hidrológicos. Em alguns estudos, apenas esse valor é requerido como informação de entrada, sem interessar explicitamente a delimitação em si da bacia.

O erro no total de área de drenagem tem impacto direto nos estudos hidrológicos. Trata-se da grandeza que, associada à lâmina de água de chuva, gera o volume de água de entrada na bacia (Figura 14.17-a). Esse volume de água sai da bacia na forma de evaporação, transpiração, percolação profunda e vazão. Errar no total de área da bacia implica em mais dificuldade no balanço hídrico entre entradas e saídas de água da bacia em um estudo hidrológico.

Se a bacia tem área inferior ao valor que deveria ser (Figura 14.17-b), isto é, se há um erro de subestimação de área, isso implica que o estudo hidrológico desenvolvido com tal informação considera menor captação de água entrando na bacia. Para conseguir representar a vazão de saída da bacia adequadamente, por exemplo, um modelo hidrológico precisa compensar a menor entrada de água artificialmente simulando a ocorrência de menos perdas na representação da transformação da chuva em vazão. Por exemplo, com a redução da evapotranspiração.

Se o erro é de superestimação da área de drenagem (Figura 14.17-c), o estudo hidrológico considera uma área de captação maior do que a real. Nesse caso, um modelo hidrológico de simulação chuva-vazão tende a compensar o aumento artificial de entrada de água na bacia provocando maiores perdas como por evapotranspiração ou percolação profunda.

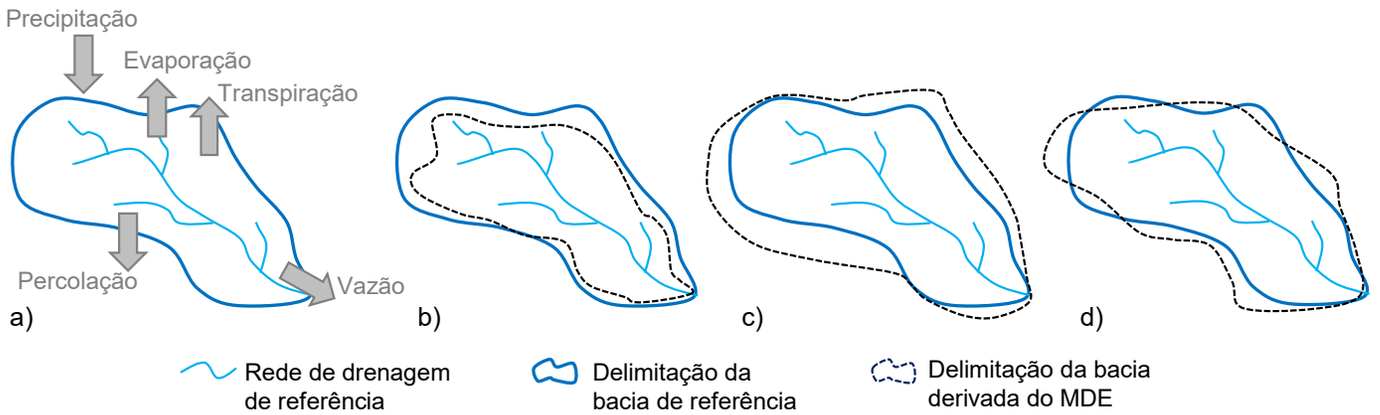


Figura 14.17 - a) Esquema de entradas e saídas de água no balanço hídrico de uma bacia hidrográfica; b) Delimitação de bacia derivada do MDE com área inferior à bacia de referência e totalmente contida na delimitação de referência; c) Delimitação de bacia derivada do MDE com área superior à bacia de referência, abrangendo-a totalmente; d) Delimitação de bacia derivada do MDE que intersecta a delimitação de referência em vários pontos.

Esse tipo de compensação ocorre comumente via ajuste e calibração de parâmetros do modelo hidrológico. Mas trata-se de uma forma indesejada de fazer a modelagem e que pode levar a um modelo menos apto para a simulação de cenários futuros e a ter uma ferramenta menos robusta para a tomada de decisões.

Além disso, nem sempre se consegue compensar o erro no total de área drenada completamente com a calibração de parâmetros, resultando em um modelo hidrológico com tendência a subestimar ou superestimar as vazões observadas. A subestimativa da área da bacia pode subestimar a disponibilidade hídrica e a reduzir a estimativa da intensidade de inundações, por exemplo. A superestimativa da área de drenagem pode causar o efeito oposto, de superestimar a oferta de água na bacia e a configurar um cenário mais crítico de inundações do que o real.

Nos esquemas das Figura 14.17-b e na Figura 14.17-c, o tamanho menor ou maior da bacia foi ilustrado com uma delimitação totalmente contida e outra completamente contendo a bacia de referência, respectivamente. Mas isso são situações específicas extremas. O mais comum é ocorrer a sub- ou superestimativa da área de drenagem para uma delimitação que apresente cruzamentos no traçado com a delimitação de referência (Figura 14.17-d).

O segundo aspecto quanto aos erros da delimitação da bacia se refere à definição das áreas espacialmente incluídas nessa delimitação. Pode haver áreas erroneamente incluídas (erro de comissão) na abrangência espacial da bacia e outras áreas erroneamente omitidas (erro de omissão) dessa abrangência.

Os erros de comissão e omissão podem quantitativamente até se compensar, resultando numericamente em um total de área com erro desprezível em relação a um valor de referência. Mesmo assim, pode haver impactos nos estudos hidrológicos devido, principalmente, à representação do tipo de solo e do tipo de uso e ocupação da terra causado pela diferença espacial na delimitação da bacia.

Considere, por exemplo, a bacia delimitada na Figura 14.18-a, com o mapeamento de uso e cobertura da terra na região conforme indicado. A delimitação da bacia derivada do processamento do MDE e ilustrada na Figura 14.18-b apresenta áreas erroneamente incluídas e omitidas (Figura 14.18-c). Áreas adicionais de floresta e pastagem foram equivocadamente inseridas como parte da bacia nas porções oeste e norte, enquanto áreas urbanas e pastagens foram erroneamente omitidas nas porções leste e sul da bacia.

O erro da delimitação da bacia no exemplo da Figura 14.18 faz com que a representação espacial do uso e cobertura da terra na bacia apresente mais áreas de floresta e menos áreas urbanas do que a realidade. Estudos hidrológicos desenvolvidos com essa representação espacial equivocada tendem a estimar menor geração de escoamento superficial por dois motivos principais. Primeiro, há mais áreas de floresta, que apresentam facilidade de infiltração e provocam mais perdas por evapotranspiração. Por outro lado, há menos áreas urbanas, que são áreas de alta conversão da precipitação em escoamento pela impermeabilização das superfícies.

Se um modelo hidrológico é ajustado para simular a transformação de chuva em vazão com essa representação equivocada de uso e ocupação da terra, novamente ocorre a tendência de forçar valores dos parâmetros via calibração para fazer o efeito compensatório.

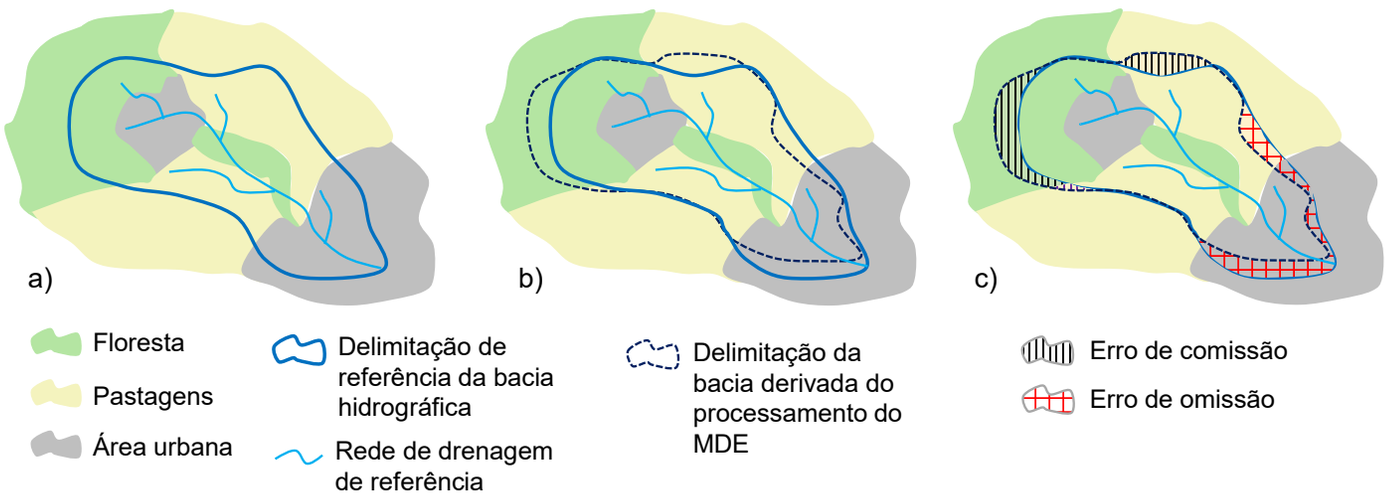


Figura 14.18 - a) Delimitação de referência de uma bacia hidrográfica e mapeamento de uso e cobertura da terra; b) Delimitação da bacia derivada do MDE superposta à delimitação de referência; c) Identificação de áreas com erro de comissão e de omissão na delimitação da bacia derivada do MDE.

A delimitação equivocada da bacia pode também dificultar o estudo de modelagem hidrológica em função da variabilidade espacial da precipitação, caso isso seja considerado no estudo ao invés de uma precipitação uniforme espacialmente. Diversos estudos avaliam os benefícios de incorporar a variabilidade espacial da precipitação na modelagem hidrológica (Ghimire et al., 2021; Loritz et al., 2021) e a simplificação de adotar precipitação uniforme espacialmente pode induzir ao efeito já mencionado de compensação de calibração de parâmetros do modelo hidrológico (Schuurmans e Bierkens, 2007). Erros na delimitação da bacia podem induzir a esse mesmo efeito, embora com menor intensidade.

Por exemplo, os erros na delimitação da bacia ilustrados na Figura 14.19-a indicam que um estudo hidrológico desenvolvido tomando a bacia derivada do processamento do MDE considera um maior aporte de água na bacia do que de fato ocorre. As áreas erroneamente incluídas na bacia na porção oeste (erro de comissão) têm uma precipitação maior do que as áreas que deixaram de ser incorporadas na delimitação da bacia na porção sul e leste (erro de omissão). Na Figura 14.19-b, ocorre o inverso, com as áreas de erro de comissão correspondentes a porções com menor precipitação do que nas áreas que representam erros de omissão.

Em ambos os casos ilustrados nessas figuras, há duas consequências principais causados pelos erros na delimitação da bacia. A primeira consequência é o erro no total de precipitação considerado como entrada na bacia modelada, o qual é oriundo do erro na abrangência espacial da bacia derivada do MDE. Isso pode ocorrer mesmo quando o valor total de área tem erro desprezível relativamente ao tamanho real da bacia.

A segunda consequência é o erro na representação espacial do campo de precipitação considerado como entrada no estudo hidrológico. A depender do tipo de modelagem hidrológica desenvolvida, erros desse tipo são percebidos na modelagem e repercutem em alterações na formação do hidrograma de cheia, por exemplo, com modificações no tempo e intensidade da vazão de pico.

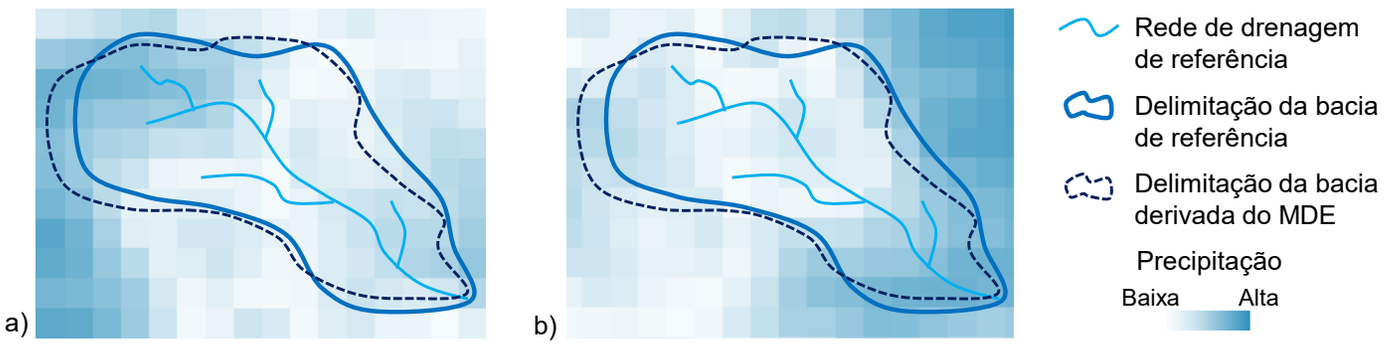


Figura 14.19 - a), b) Campos espaciais de precipitação em dois instantes de tempo distintos superpostos pela delimitação de referência de uma bacia hidrográfica e pela delimitação derivada do processamento do MDE.

Referências bibliográficas

ABNT, 2021. NBR 13.133: Execução de levantamento topográfico - Procedimentos. 2a edição, Rio de Janeiro. Associação Brasileira de Normas Técnicas.

Abrams, M., Crippen, R., Fujisada, H., 2020. ASTER Global Digital Elevation Model (GDEM) and ASTER Global Water Body Dataset (ASTWBD). Remote Sensing 12, 1156. https://doi.org/10.3390/rs12071156

Afshari, S., Tavakoly, A.A., Rajib, M.A., Zheng, X., Follum, M.L., Omranian, E., Fekete, B.M., 2018. Comparison of new generation low-complexity flood inundation mapping tools with a hydrodynamic model. Journal of Hydrology 556, 539–556. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.11.036

Ågren, A.M., Lidberg, W., Strömgren, M., Ogilvie, J., Arp, P.A., 2014. Evaluating digital terrain indices for soil wetness mapping – a Swedish case study. Hydrology and Earth System Sciences 18, 3623–3634. https://doi.org/10.5194/hess-18-3623-2014

Ahmad, I., Dar, M.A., Teka, A.H., Gebre, T., Gadissa, E., Tolosa, A.T., 2019. Application of hydrological indices for erosion hazard mapping using Spatial Analyst tool. Environmental Monitoring and Assessment 191, 482. https://doi.org/10.1007/s10661-019-7614-x

Airbus, 2023a. Airbus Reference Layers - The Right Level of Information in 2D & 3D for Every Project Need. Airbus Defence and Space Intelligence.

Airbus, 2023b. WorldDEM DTMlite Technical Product Specification Version 1.1. Airbus - Airbus Defence and Space Intelligence.

Airbus, 2023c. WorldDEMTM Neo - The Next Level of Global Elevation Models. Airbus Defence and Space Intelligence.

Akpoti, K., Kabo-bah, A.T., Zwart, S.J., 2019. Agricultural land suitability analysis: State-of-the-art and outlooks for integration of climate change analysis. Agricultural Systems 173, 172–208. https://doi.org/10.1016/j.agsy.2019.02.013

Almeida, A.A.R.D., Mendonça, R.L., Silva, N.M.M., Paz, A.R.D., 2024. Evaluation of LiDAR-derived river networks coarsening with spatial patterns preservation. Computers & Geosciences 189, 105639. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2024.105639

Amante, C., Eakins, B.W., 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis (NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24). National Oceanic And Atmospheric Administration, Boulder (EUA).

Amatulli, G., Domisch, S., Tuanmu, M.-N., Parmentier, B., Ranipeta, A., Malczyk, J., Jetz, W., 2018. A suite of global, cross-scale topographic variables for environmental and biodiversity modeling. Scientific Data 5, 180040. https://doi.org/10.1038/sdata.2018.40

ANA, 2006. Topologia Hídrica: método de construção e modelagem da base hidrográfica para suporte à gestão de recursos hídricos (No. versão 1.11). Agência Nacional de Águas.

Anders, N.S., Seijmonsbergen, A.C., Bouten, W., 2011. Segmentation optimization and stratified object-based analysis for semi-automated geomorphological mapping. Remote Sensing of Environment 115, 2976–2985. https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.05.007

Antonić, O., Legović, T., 1999. Estimating the direction of an unknown air pollution source using a digital elevation model and a sample of deposition. Ecological Modelling 124, 85–95. https://doi.org/10.1016/S0304-3800(99)00149-0

Arabelos, D., 2000. Intercomparisons of the Global DTMs ETOPOS, TerrainBase and JGP95E. Physics and Chemistry of the Earth (A) 25, 89–93.

Arge, L., Chase, J.S., Halpin, P., Toma, L., Vitter, J.S., Urban, D., Wickremesinghe, R., 2003. Eficient Flow Computation on Massive Grid Terrain Datasets. GeoInformatica 7, 283–313.

Aristizabal, F., Salas, F., Petrochenkov, G., Grout, T., Avant, B., Bates, B., Spies, R., Chadwick, N., Wills, Z., Judge, J., 2023. Extending Height Above Nearest Drainage to Model Multiple Fluvial Sources in Flood Inundation Mapping Applications for the U.S. National Water Model. Water Resources Research 59, e2022WR032039. https://doi.org/10.1029/2022WR032039

Arora, V.K., Boer, G.J., 1999. A variable velocity flow routing algorithm for GCMs. Journal of Geophysical Research 104, 30965–30979. https://doi.org/10.1029/1999JD900905

Arora, V.K., Harrison, S., 2007. Upscaling river networks for use in climate models. Geophysical Research Letters 34, L21407. https://doi.org/10.1029/2007GL031865

Ashton, A.D., Murray, A.B., Littlewood, R., Lewis, D.A., Hong, P., 2009. Fetch-limited self-organization of elongate water bodies. Geology 37, 187–190. https://doi.org/10.1130/G25299A.1

Avisse, N., Tilmant, A., Müller, M.F., Zhang, H., 2017. Monitoring small reservoirs storage from satellite remote sensing in inaccessible areas (preprint). Water Resources Management/Remote Sensing and GIS. https://doi.org/10.5194/hess-2017-373

Bai, R., Li, T., Huang, Y., Li, J., Wang, G., 2015. An efficient and comprehensive method for drainage network extraction from DEM with billions of pixels using a size-balanced binary search tree. Geomorphology 238, 56–67. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.02.028

Bamber, J.L., Griggs, J.A., Hurkmans, R.T.W.L., Dowdeswell, J.A., Gogineni, S.P., Howat, I., Mouginot, J., Paden, J., Palmer, S., Rignot, E., Steinhage, D., 2013. A new bed elevation dataset for Greenland. The Cryosphere 7, 499–510. https://doi.org/10.5194/tc-7-499-2013

Bamber, J.L., Muller, J.-P., 1998. Derivation of a global land elevation data set from satellite radar altimeter data for topographic mapping. Journal of Geophysical Research 103, 32159–32168. https://doi.org/10.1029/98JD01154

Barbedo, R., Siqueira, V., Collischonn, W., 2022. Topographic Position-based Stream definition (TPS): A simple method to address spatial variability of drainage density in stream networks. Hydrological Sciences Journal 67, 858–869. https://doi.org/10.1080/02626667.2022.2047190

Barnes, R., 2017. Parallel non-divergent flow accumulation for trillion cell digital elevation models on desktops or clusters. Environmental Modelling & Software 92, 202–212. https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.02.022

Barnes, R., 2016. Parallel Priority-Flood depression filling for trillion cell digital elevation models on desktops or clusters. Computers & Geosciences 96, 56–68. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.001

Barnes, R., Lehman, C., Mulla, D., 2014. An Efficient Assignment of Drainage Direction Over Flat Surfaces in Raster Digital Elevation Models. Computers & Geosciences 62, 128–135. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.01.009

Baugh, C.A., Bates, P.D., Schumann, G., Trigg, M.A., 2013. SRTM vegetation removal and hydrodynamic modeling accuracy: SRTM vegetation error removal. Water Resources Research 49, 5276–5289. https://doi.org/10.1002/wrcr.20412

Becker, J.J., Sandwell, D.T., Smith, W.H.F., Braud, J., Binder, B., Depner, J., Fabre, D., Factor, J., Ingalls, S., Kim, S.-H., Ladner, R., Marks, K., Nelson, S., Pharaoh, A., Trimmer, R., Von Rosenberg, J., Wallace, G., Weatherall, P., 2009. Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS. Marine Geodesy 32, 355–371. https://doi.org/10.1080/01490410903297766

Berkofsky, L., Bertoni, E.A., 1955. Mean Topographic Charts for the Entire Earth. Bulletin of the American Meteorological Society 36, 350–354.

Berry, P., 2009. International Digital Elevation Model Service (IDEMS). Report of the International Association of Geodesy 2007-2009.

Berry, P.A.M., Pinnock, R.A., Hilton, R.D., Johnson, C.P.D., 2020. ACE: a new global digital elevation model incorporating satellite altimeter derived heights. Presented at the European Space Agency, ERS-ENVISAT Symposium, Gotemburgo (Suécia), p. 9.

Berry, P.A.M., Smith, R.G., Benveniste, J., 2010. ACE2: The New Global Digital Elevation Model, in: Mertikas, S.P. (Ed.), Gravity, Geoid and Earth Observation, International Association of Geodesy Symposia. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 231–237. https://doi.org/10.1007/978-3-642-10634-7_30

Beven, K.J., Kirkby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology / Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant. Hydrological Sciences Bulletin 24, 43–69. https://doi.org/10.1080/02626667909491834

Bielski, C., López-Vázquez, C., Grohmann, C.H., Guth, P.L., Group, T.T.D.W., 2023. DEMIX Wine Contest Method Ranks ALOS AW3D30, COPDEM, and FABDEM as Top 1" Global DEMs.

Bizzi, S., Lerner, D.N., 2015. The Use of Stream Power as an Indicator of Channel Sensitivity to Erosion and Deposition Processes: SP as an indicator of erosion and deposition. River Research and Applications 31, 16–27. https://doi.org/10.1002/rra.2717

Böhner, J., Antonić, O., 2009. Chapter 8 Land-Surface Parameters Specific to Topo-Climatology, in: Developments in Soil Science. Elsevier, pp. 195–226. https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)00008-1

Brown, C.G., Sarabandi, K., Pierce, L.E., 2010. Model-Based Estimation of Forest Canopy Height in Red and Austrian Pine Stands Using Shuttle Radar Topography Mission and Ancillary Data: A Proof-of-Concept Study. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 48, 1105–1118. https://doi.org/10.1109/TGRS.2009.2031635

Buarque, D.C., Fan, F., Paz, A.R., Collischonn, W., 2009. Comparação de métodos para definir direções de escoamento a partir de Modelos Digitais de Elevação. Revista Brasileira de Recursos Hídricos 14, 91–103. https://doi.org/10.21168/rbrh.v14n2.p91-103

Buckley, S., Agram, P., Belz, E., Crippen, R., Gurrola, E., Hensley, S., Kobrick, M., Lavalle, M., Martin, J., Neumann, M., Nguyen, Q., Rosen, P., Shimada, J., Simard, M., Tung, W., 2020. NASADEM user guide (No. versão 1). National Aeronautics and Space Administration, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena (EUA).

Burrough, P.A., McDonnell, R.A., 1998. Principles of Geographical Information Systems. Oxford University Press, Oxford (Reino Unido).

Butt, M.A., Maragos, P., 1998. Optimum design of chamfer distance transforms. IEEE Transactions on Image Processing 7, 1477–1484.

Cirilo, J.A., Alves, F.H.B., Silva, B.M., Campos, P.H.A.L.C., 2015. Pernambuco tridimensional: base de dados espaciais para planejamento urbano e gestão territorial. Presented at the 12o Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Expressão Portuguesa, Brasília.

Cirilo, J.A., Alves, F.H.B., Silva, L.A.C. da, Campos, J.H. de A.L., 2014. Suporte de Informações Georreferenciadas de Alta Resolução para Implantação de Infraestrutura e Planejamento Territorial. Revista Brasileira de Geografia Física 7, 755–763.

Clubb, F.J., Mudd, S.M., Milodowski, D.T., Hurst, M.D., Slater, L.J., 2014. Objective extraction of channel heads from high-resolution topographic data. Water Resources Research 50, 4283–4304. https://doi.org/10.1002/2013WR015167

Collischonn, W., Buarque, D.C., Paz, A.R., Mendes, C.A.B., Fan, F., 2010. Impact of pit removal methods on DEM derived drainage lines in flat regions. Presented at the AWRA 2010 Spring Specialty Conference, Orlando (EUA).

Collischonn, W., Dornelles, F., 2013. Hidrologia para Engenharia e Ciências Ambientais. Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRH), Porto Alegre.

Crave, A., Gascuel-Odoux, C., 1997. The influence of topography on time and space distribution of soil surface water content. Hydrological Processes 11, 203–210.

Dadson, S.J., Ashpole, I., Harris, P., Davies, H.N., Clark, D.B., Blyth, E., Taylor, C.M., 2010. Wetland inundation dynamics in a model of land surface climate: Evaluation in the Niger inland delta region. Journal of Geophysical Research 115, 2010JD014474. https://doi.org/10.1029/2010JD014474

Dalagnol, R., Wagner, F.H., Galvão, L.S., Streher, A.S., Phillips, O.L., Gloor, E., Pugh, T.A.M., Ometto, J.P.H.B., Aragão, L.E.O.C., 2021. Large-scale variations in the dynamics of Amazon forest canopy gaps from airborne lidar data and opportunities for tree mortality estimates. Scientific Report 11, 1388. https://doi.org/10.1038/s41598-020-80809-w

Dandabathula, G., Hari, R., Ghosh, K., Bera, A.K., Srivastav, S.K., 2022. Accuracy assessment of digital bare-earth model using ICESat-2 photons: analysis of the FABDEM. Modeling Earth Systems and Environment. https://doi.org/10.1007/s40808-022-01648-4

Daniels, M.H., Maxwell, R.M., Chow, F.K., 2011. Algorithm for Flow Direction Enforcement Using Subgrid-Scale Stream Location Data. Journal of Hydrologic Engineering 16, 677–683. https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000340

Danielson, J.J., Gesch, D.B., 2011. Global multi-resolution terrain elevation data 2010 (GMTED2010) (U.S. Geological Survey Open-File Report 2011–1073). USGS.

Dantas, A.A.R., Paz, A.R., 2021. Use of HAND terrain descriptor for estimating flood-prone areas in river basins. Revista Brasileira de Ciências Ambientais 56, 501–516. https://doi.org/10.5327/Z21769478892

Das, A., Nagendra, H., Anand, M., Bunyan, M., 2015. Topographic and Bioclimatic Determinants of the Occurrence of Forest and Grassland in Tropical Montane Forest-Grassland Mosaics of the Western Ghats, India. PLoS ONE 10, e0130566. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0130566

Davies, H.N., Bell, V.A., 2009. Assessment of methods for extracting low-resolution river networks from high-resolution digital data. Hydrological Sciences Journal 54, 17–28. https://doi.org/10.1623/hysj.54.1.17

Davies, H.N., Rameshwaran, P., Bell, V.A., Dadson, S., 2023. Spatially consistent physical characteristics of UK rivers: 1-km data. Geoscience Data Journal. https://doi.org/10.1002/gdj3.209

De Jong, K., Panja, D., Karssenberg, D., Van Kreveld, M., 2022. Scalability and composability of flow accumulation algorithms based on asynchronous many-tasks. Computers & Geosciences 162, 105083. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2022.105083

De Reu, J., Bourgeois, J., Bats, M., Zwertvaegher, A., Gelorini, V., De Smedt, P., Chu, W., Antrop, M., De Maeyer, P., Finke, P., Van Meirvenne, M., Verniers, J., Crombé, P., 2013. Application of the topographic position index to heterogeneous landscapes. Geomorphology 186, 39–49. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.015

De Roo, A.P.J., 1998. Modelling runoff and sediment transport in catchments using GIS. Hydrological Processes 12, 905–922. https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(199805)12:6<905::AID-HYP662>3.0.CO;2-2

De Smith, M.J., 2004. Distance Transforms as a New Tool in Spatial Analysis, Urban Planning, and GIS. Environmental and Planning B: Planning and Design 31, 85–104. https://doi.org/10.1068/b29123

Delgado-Fernandez, I., 2010. A review of the application of the fetch effect to modelling sand supply to coastal foredunes. Aeolian Research 2, 61–70. https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2010.04.001

Dilts, T.E., Blum, M.E., Shoemaker, K.T. et al. Improved topographic ruggedness indices more accurately model fine-scale ecological patterns, 2023. Landscape Ecology 38, 1395–1410. https://doi.org/10.1007/s10980-023-01646-6

Dindaroglu, T., Tunguz, V., Babur, E., Menshov, O., Battaglia, M.L., 2023. Determination of the relationship among compound Topographic Index (CTI), soil properties and land-use in karst ecosystems. Physical Geography 44, 307–329. https://doi.org/10.1080/02723646.2021.1961361

DLR, 2023. TanDEM-X - Digital Elevation Model (DEM) - Global, 90m. German Aerospace Center, Earth Observation Center. URL https://geoservice.dlr.de/data-assets/ju28hc7pui09.html (accessed feb.23).

Do, H.-T., Limet, S., Melin, E., 2011. Parallel Computing Flow Accumulation in Large Digital Elevation Models. Procedia Computer Science 4, 2277–2286. https://doi.org/10.1016/j.procs.2011.04.248

Döll, P., Lehner, B., 2002. Validation of a new global 30-min drainage direction map. Journal of Hydrology 258, 214–231. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00565-0

Dong, P., Chen, Q., 2018. LiDAR remote sensing and applications. Taylor & Francis, Boca Raton, FL.

Du, C., Ye, A., Gan, Y., You, J., Duan, Q., Ma, F., Hou, J., 2017. Drainage network extraction from a high-resolution DEM using parallel programming in the .NET Framework. Journal of Hydrology 555, 506–517. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.10.034

Dusseau, D., Zobel, Z., Schwalm, C.R., 2023. DiluviumDEM: Enhanced accuracy in global coastal digital elevation models. Remote Sensing of Environment 298, 113812. https://doi.org/10.1016/j.rse.2023.113812

EarthData, 2023. New Version of the ASTER GDEM. National Aeronautics and Space Administration, Earth Observational Data. URL https://www.earthdata.nasa.gov/news/new-aster-gdem (accessed 4.2.23).

Eilander, D., Van Verseveld, W., Yamazaki, D., Weerts, A., Winsemius, H.C., Ward, P.J., 2021. A hydrography upscaling method for scale-invariant parametrization of distributed hydrological models. Hydrology and Earth Systems Science 25, 5287–5313. https://doi.org/10.5194/hess-25-5287-2021

Eliason, E.M., McEwen, A.S., 1990. Adaptive Box Filters for Removal of Random noise from Digital Images. Photogrammetric Engineering.

EMBRAPA, 1999. Sistema brasileiro de classificação de solos. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, Centro Nacional de Pesquisa de Solos, Brasília.

EROS, 2018. GTOPO30 Documentation ReadMe. Earth Resources Observation and Science Center.

ESA, 2023. Copernicus DEM - Global and European Digital Elevation Model (COP-DEM). European Space Agency. URL https://spacedata.copernicus.eu/collections/copernicus-digital-elevation-model (accessed 4.2.23).

Ettritch, G., Hardy, A., Bojang, L., Cross, D., Bunting, P., Brewer, P., 2018. Enhancing digital elevation models for hydraulic modelling using flood frequency detection. Remote Sensing of Environment 217, 506–522. https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.08.029

Etzelmüller, B., 2000. On the Quantification of Surface Changes using Grid-based Digital Elevation Models (DEMs). Transactions in GIS 4, 129–143. https://doi.org/10.1111/1467-9671.00043

Fahrland, E., Paschko, H., Jacob, P., Kahabka, H., 2022. Copernicus DEM Copernicus Digital Elevation Model - Product Handbook. Airbus Defense and Space Agency.

Fairfield, J., Leymarie, P., 1991. Drainage networks from grid digital elevation models. Water Resources Research 27, 709–717.

Fan, F., Collischonn, W., Sorribas, M., Pontes, P., 2013. Sobre o Início da Rede de Drenagem Definida a Partir dos Modelos Digitais de Elevação. Revista Brasileira de Recursos Hídricos 18, 241–257. https://doi.org/10.21168/rbrh.v18n3.p241-257

Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., Alsdorf, D., 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. Reviews of Geophysics 45, RG2004. https://doi.org/10.1029/2005RG000183

Fekete, B.M., Vörösmarty, C.J., Lammers, R.B., 2001. Scaling gridded river networks for macroscale hydrology: Development, analysis, and control of error. Water Resources Research 37, 1955–1967. https://doi.org/10.1029/2001WR900024

Fisher, P., 1997. The pixel: a snare and a delusion. International Journal of Remote Sensing 18, 679–685.

Florinsky, I.V., 2017. An illustrated introduction to general geomorphometry. Progress in Physical Geography: Earth and Environment 41, 723–752. https://doi.org/10.1177/0309133317733667

Freeman, T.G., 1991. Calculating catchment area with divergent flow based on a regular grid. Computers & Geosciences 17, 413–422.

Fretwell, P., Pritchard, H.D., Vaughan, D.G., Bamber, J.L., Barrand, N.E., Bell, R., Bianchi, C., Bingham, R.G., Blankenship, D.D., Casassa, G., Catania, G., Callens, D., Conway, H., Cook, A.J., Corr, H.F.J., Damaske, D., Damm, et al., 2012. Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica (preprint). Antarctic. https://doi.org/10.5194/tcd-6-4305-2012

Fujita, D., Ishizawa, M., Maksyutov, S., Thornton, P.E., Saeki, T., Nakazawa, T., 2003. Inter-annual variability of the atmospheric carbon dioxide concentrations as simulated with global terrestrial biosphere models and an atmospheric transport model. Tellus B: Chemical and Physical Meteorology 55, 530. https://doi.org/10.3402/tellusb.v55i2.16721

Gallant, J.C., Dowling, T.I., 2003. A multiresolution index of valley bottom flatness for mapping depositional areas: multiresolution valley bottom flatness. Water Resources Research 39. https://doi.org/10.1029/2002WR001426

Galzki, J.C., Birr, A.S., Mulla, D.J., 2011. Identifying critical agricultural areas with three-meter LiDAR elevation data for precision conservation. Journal of Soil and Water Conservation 66, 423–430. https://doi.org/10.2489/jswc.66.6.423

Gao, H., Birkel, C., Hrachowitz, M., Tetzlaff, D., Soulsby, C., Savenije, H.H.G., 2019. A simple topography-driven and calibration-free runoff generation module. Hydrology and Earth Systems Science 23, 787–809. https://doi.org/10.5194/hess-23-787-2019

Garousi-Nejad, I., Tarboton, D.G., Aboutalebi, M., Torres-Rua, A.F., 2019. Terrain Analysis Enhancements to the Height Above Nearest Drainage Flood Inundation Mapping Method. Water Resources Research 55, 7983–8009. https://doi.org/10.1029/2019WR024837

Gates, W.L., Nelson, A.B., 1975. A new(revised) tabulation of the Scripps Topography on a 1o global grid. Part I: terrain heights. for Defense Advanced Research Projects Agency, Santa Monica (EUA).

Gatziolis, D., Fried, J.S., 2004. Adding Gaussian noise to inaccurate digital elevation models improves spatial fidelity of derived drainage networks: adding gaussian noise to inaccurate DEM. Water Resources Research 40. https://doi.org/10.1029/2002WR001735

Gdulová, K., Marešová, J., Moudrý, V., 2020. Accuracy assessment of the global TanDEM-X digital elevation model in a mountain environment. Remote Sensing of Environment 241, 111724. https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111724

Gesch, D.B., Verdin, K.L., Greenlee, S.K., 1999. New land surface digital elevation model covers the Earth. Eos Transactions. AGU 80, 69. https://doi.org/10.1029/99EO00050

Getirana, A.C.V., Bonnet, M.-P., Rotunno Filho, O.C., Mansur, W.J., 2009. Improving hydrological information acquisition from DEM processing in floodplains. Hydrological Processes 23, 502–514. https://doi.org/10.1002/hyp.7167

Gharari, S., Hrachowitz, M., Fenicia, F., Savenije, H.H.G., 2011. Hydrological landscape classification: investigating the performance of HAND based landscape classifications in a central European meso-scale catchment. Hydrology and Earth Systems Science 15, 3275–3291. https://doi.org/10.5194/hess-15-3275-2011

Ghimire, G.R., Jadidoleslam, N., Goska, R., Krajewski, W.F., 2021. Insights into storm direction effect on flood response. Journal of Hydrology 600, 126683. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126683

Gillette, D.A., Herbert, G., Stockton, P.H., Owen, P.R., 1996. Causes of the fetch effect in wind erosion. Earth Surface Processes and Landforms 21, 641–659. https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199607)21:7<641::AID-ESP662>3.0.CO;2-9

Gong, J., Xie, J., 2009. Extraction of drainage networks from large terrain datasets using high throughput computing. Computers & Geosciences 35, 337–346. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2008.09.002

Görüm, T., 2019. Landslide recognition and mapping in a mixed forest environment from airborne LiDAR data. Engineering Geology 258, 105155. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2019.105155

Graham, S.T., Famiglietti, J.S., Maidment, D.R., 1999. Five-minute, 1/2°, and 1° data sets of continental watersheds and river networks for use in regional and global hydrologic and climate system modeling studies. Water Resources Research 35, 583–587. https://doi.org/10.1029/1998WR900068

Grohmann, C.H., 2018. Evaluation of TanDEM-X DEMs on selected Brazilian sites: Comparison with SRTM, ASTER GDEM and ALOS AW3D30. Remote Sensing of Environment 212, 121–133. https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.04.043

Grohmann, C.H., Smith, M.J., Riccomini, C., 2011. Multiscale Analysis of Topographic Surface Roughness in the Midland Valley, Scotland. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing 49, 1200–1213. https://doi.org/10.1109/TGRS.2010.2053546

Guth, P.L., Geoffroy, T.M., 2021. LiDAR point cloud and ICESat-2 evaluation of 1 second global digital elevation models: Copernicus wins. Transactions in GIS 25, 2245–2261. https://doi.org/10.1111/tgis.12825

Hansen, M.C., Potapov, P.V., Moore, R., Hancher, M., Turubanova, S.A., Tyukavina, A., Thau, D., Stehman, S.V., Goetz, S.J., Loveland, T.R., Kommareddy, A., Egorov, A., Chini, L., Justice, C.O., Townshend, J.R.G., 2013. High-Resolution Global Maps of 21st-Century Forest Cover Change. Science 342, 850–853. https://doi.org/10.1126/science.1244693

Harsha, J., Ravikumar, A.S., Shivakumar, B.L., 2020. Evaluation of morphometric parameters and hypsometric curve of Arkavathy river basin using RS and GIS techniques. Applied Water Science 10, 86. https://doi.org/10.1007/s13201-020-1164-9

Hastings, D.A., Dunbar, P.K., 1998. Development & Assessment of the Global Land One-km Base Elevation Digital Elevation Model (GLOBE). International Society of Photogrammetry and Remote Sensing Archives 32, 218–221.

Hastings, D.A., Dunbar, P.K., Hittelman, A.M., 2000. Assessing the global land one-km base elevation DEM, in: Geodesy Beyond 2000 - The Challenges of the First Decade. International Association of Geodesy Symposia. Springer, pp. 101–106.

Hawker, L., Uhe, P., Paulo, L., Sosa, J., Savage, J., Sampson, C., Neal, J., 2022. A 30 m global map of elevation with forests and buildings removed. Environmental Research Letters 17, 024016. https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac4d4f

Hellweger, F., Maidment, D.R., 1997. AGREE - DEM Surface Reconditioning System. University of Texas, Cokrell School of Engineering.

Hirt, C., Rexer, M., 2015. Earth2014: 1 arc-min shape, topography, bedrock and ice-sheet models – Available as gridded data and degree-10,800 spherical harmonics. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 39, 103–112. https://doi.org/10.1016/j.jag.2015.03.001

Hofig, P., Araújo-Júnior, C.F., 2015. Classes de declividade do terreno e potencial para mecanização no estado do Paraná. Coffee Science 10, 195–203.

Hong, H., Tsangaratos, P., Ilia, I., Liu, J., Zhu, A.-X., Xu, C., 2018. Applying genetic algorithms to set the optimal combination of forest fire related variables and model forest fire susceptibility based on data mining models. The case of Dayu County, China. Science of The Total Environment 630, 1044–1056. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.02.278

Howard, A.D., 1994. A detachment-limited model of drainage basin evolution. Water Resources Research 30, 2261–2285. https://doi.org/10.1029/94WR00757

Huang, Y., Yu, M., Xu, Q., Sawada, K., Moriguchi, S., Yashima, A., Liu, C., Xue, L., 2015. InSAR-derived digital elevation models for terrain change analysis of earthquake-triggered flow-like landslides based on ALOS/PALSAR imagery. Environmental Earth Sciences 73, 7661–7668. https://doi.org/10.1007/s12665-014-3939-5

Jaafari, A., Najafi, A., Pourghasemi, H.R., Rezaeian, J., Sattarian, A., 2014. GIS-based frequency ratio and index of entropy models for landslide susceptibility assessment in the Caspian forest, northern Iran. International Journal of Environmental Science and Technology 11, 909–926. https://doi.org/10.1007/s13762-013-0464-0

Jancewicz, K., Porębna, W., 2022. Point cloud does matter. Selected issues of using airborne LiDAR elevation data in geomorphometric studies of rugged sandstone terrain under forest – Case study from Central Europe. Geomorphology 412, 108316. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108316

Jarvis, A., Reuter, H.I., Nelson, A., Guevara, E., 2008. Hole-filled seamless SRTM data V4. International Centre for Tropical Agriculture (CIAT).

JAXA/EORC, 2021. ALOS Global Digital Surface Model (DSM) ALOS World 3D-30m (AW3D30) Version 3.2/3.1 Product Description Edition 1.2. Japan Aerospace Exploration Agency, Earth Observation Research Center.

Jenness, J.S., 2004. Calculating landscape surface area from digital elevation models. Wildlife Society Bulletin 32, 829–839. https://doi.org/10.2193/0091-7648(2004)032[0829:CLSAFD]2.0.CO;2

Jenson, S.K., Domingue, J.O., 1988. Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. Photogrammetric Engineering 54, 11, 1593-1600.

Johnson, C.P.D., Berry, P.A.M., Hilton, R.D., 2000. Report on ACE Version1 Generation. Geomatics Unit, De Montfort University, Leicester (Reino Unido).

Kaneda, H., Chiba, T., 2019. Stereopaired Morphometric Protection Index Red Relief Image Maps (Stereo MPI-RRIMs): Effective Visualization of High-Resolution Digital Elevation Models for Interpreting and Mapping Small Tectonic Geomorphic Features. Bulletin of the Seismological Society of America 109, 99–109. https://doi.org/10.1785/0120180166

Kao, J.-J., 1992. Determining Drainage Pattern Using DEM Data for Nonpoint-Source Water Quality Modeling. Water Science and Technology 26, 1431–1438. https://doi.org/10.2166/wst.1992.0586

Kavvas, M.L., Anderson, M., 2002. A global hydrologic model, in: Mathematical Models of Large Watershed Hydrology. Water Resource Publications, Highlands Ranch.

Kellndorfer, J.M., Walker, W.S., Dobson, M.C., Vona, J., Clutter, M., 2004. Vegetation height derivation from shuttle radar topography mission data in Southeast Georgia, USA, in: IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2004. IGARSS '04. Anchorage, AK, USA, pp. 4512–4515. https://doi.org/10.1109/IGARSS.2004.1370157

Kenny, F., Matthews, B., 2005. A methodology for aligning raster flow direction data with photogrammetrically mapped hydrology. Computers & Geosciences 31, 768–779. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2005.01.019

Kirchner, J.W., 2006. Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology: getting the right answers for the right reasons. Water Resources Research 42. https://doi.org/10.1029/2005WR004362

Kiss, R., 2004. Determination of drainage network in digital elevation models, utilities and limitations. Journal of Hungarian Geomathematics 2, 16–29.

Kopecký, M., Čížková, Š., 2010. Using topographic wetness index in vegetation ecology: does the algorithm matter?: Topographic wetness index in vegetation ecology. Applied Vegetation Science 13, 450–459. https://doi.org/10.1111/j.1654-109X.2010.01083.x

Kopecký, M., Macek, M., Wild, J., 2021. Topographic Wetness Index calculation guidelines based on measured soil moisture and plant species composition. Science of The Total Environment 757, 143785. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143785

Kotyra, B., Chabudziński, Ł., Stpiczyński, P., 2021. High-performance parallel implementations of flow accumulation algorithms for multicore architectures. Computers & Geosciences 151, 104741. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2021.104741

Krieger, G., Moreira, A., Fiedler, H., Hajnsek, I., Werner, M., Younis, M., Zink, M., 2007. TanDEM-X: A Satellite Formation for High-Resolution SAR Interferometry. IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing 45, 3317–3341. https://doi.org/10.1109/TGRS.2007.900693

Krieger, G., Zink, M., Bachmann, M., Bräutigam, B., Schulze, D., Martone, M., Rizzoli, P., Steinbrecher, U., Walter Antony, J., De Zan, F., Hajnsek, I., Papathanassiou, K., Kugler, F., Rodriguez Cassola, M., Younis, M., Baumgartner, S., López-Dekker, P., Prats, P., Moreira, A., 2013. TanDEM-X: A radar interferometer with two formation-flying satellites. Acta Astronautica 89, 83–98. https://doi.org/10.1016/j.actaastro.2013.03.008

Kulp, S.A., Strauss, B.H., 2018. CoastalDEM: A global coastal digital elevation model improved from SRTM using a neural network. Remote Sensing of Environment 206, 231–239. https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.12.026

Lague, D., 2014. The stream power river incision model: evidence, theory and beyond: stream power incision model. Earth Surface Processes and Landforms 39, 38–61. https://doi.org/10.1002/esp.3462

Laipelt, L., Comini De Andrade, B., Collischonn, W., Amorim, A., Paiva, R.C.D.D., Ruhoff, A., 2024. Anadem: A Digital Terrain Model for South America. https://doi.org/10.20944/preprints202404.1305.v1

Lakshmi, V., Fayne, J., Bolten, J., 2018. A comparative study of available water in the major river basins of the world. Journal of Hydrology 567, 510–532. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.10.038

Lanni, C., McDonnell, J.J., Rigon, R., 2011. On the relative role of upslope and downslope topography for describing water flow path and storage dynamics: a theoretical analysis: upslope and downslope topography in water flow path. Hydrological Processes 25, 3909–3923. https://doi.org/10.1002/hyp.8263

Lapen, D.R., Martz, L.W., 1993. The measurement of two simple topographic indices of wind sheltering-exposure from raster digital elevation models. Computers & Geosciences 19, 769–779. https://doi.org/10.1016/0098-3004(93)90049-B

Lawrence, A., Hoffmann, S., Beierkuhnlein, C., 2021. Topographic diversity as an indicator for resilience of terrestrial protected areas against climate change. Global Ecology and Conservation 25, e01445. https://doi.org/10.1016/j.gecco.2020.e01445

Lemoine, F.G., Kenyon, S.C., Factor, J.K., Trimmer, R.G., Pavlis, N.K., Chinn, D.S., Cox, C.M., Klosko, S.M., Luthcke, S.B., Torrence, M.H., Wang, Y.M., Williamson, R.G., Pavlis, E.C., Rapp, R.H., Olson, T.R., 1998. The Development of the Joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) Geopotential Model EGM96.

Ließ, M., Schmidt, J., Glaser, B., 2016. Improving the Spatial Prediction of Soil Organic Carbon Stocks in a Complex Tropical Mountain Landscape by Methodological Specifications in Machine Learning Approaches. PLoS ONE 11, e0153673. https://doi.org/10.1371/journal.pone.0153673

Lindsay, John B., 2016a. Efficient hybrid breaching-filling sink removal methods for flow path enforcement in digital elevation models: Efficient Hybrid Sink Removal Methods for Flow Path Enforcement. Hydrological Processes 30, 846–857. https://doi.org/10.1002/hyp.10648

Lindsay, John B., 2016b. The practice of DEM stream burning revisited: The Practice of DEM Stream Burning Revisited. Earth Surface Processes and Landforms 41, 658–668. https://doi.org/10.1002/esp.3888

Lindsay, J.B., 2016. Whitebox GAT: A case study in geomorphometric analysis. Computers & Geosciences 95, 75–84. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.003

Lindsay, J.B., Cockburn, J.M.H., Russell, H.A.J., 2015. An integral image approach to performing multi-scale topographic position analysis. Geomorphology 245, 51–61. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.05.025

Lindsay, J.B., Newman, D.R., Francioni, A., 2019. Scale-Optimized Surface Roughness for Topographic Analysis. Geosciences 9, 322. https://doi.org/10.3390/geosciences9070322

Lindsay, J.B., Rothwell, J.J., 2008. Modelling channelling and deflection of wind by topography. Advances in Digital terrain analysis 383–406.

Liu, Y.Y., Maidment, D.R., Tarboton, D.G., Zheng, X., Wang, S., 2018. A CyberGIS Integration and Computation Framework for High-Resolution Continental-Scale Flood Inundation Mapping. Journal of the American Water Resources Association 54, 770–784. https://doi.org/10.1111/1752-1688.12660

Llobera, M., 2001. Building Past Landscape Perception With GIS: Understanding Topographic Prominence. Journal of Archaeological Science 28, 1005–1014. https://doi.org/10.1006/jasc.2001.0720

Loritz, R., Hrachowitz, M., Neuper, M., Zehe, E., 2021. The role and value of distributed precipitation data in hydrological models. Hydrology and Earth Systems Science. 25, 147–167. https://doi.org/10.5194/hess-25-147-2021

Loritz, R., Kleidon, A., Jackisch, C., Westhoff, M., Ehret, U., Gupta, H., Zehe, E., 2019. A topographic index explaining hydrological similarity by accounting for the joint controls of runoff formation. Hydrolology and Earth Systems Science 23, 3807–3821. https://doi.org/10.5194/hess-23-3807-2019

Maciel Filho, C.L., Nummer, A.V., Da Silva, J.L.S., Sangoi, D.S., Filho, L.D., 2013. Feições de carste sobre a formação Serra Geral na Região de Vacaria, RS, e Lages, SC. Revista Caminhos de Geografia 14. https://doi.org/10.14393/RCG144821692

Maidment, D.R., 1996. GIS and Hydrologic Modeling - an Assessment of Progress. Presented at the The Third International Conference on GIS and Environmental Modeling, Santa Fe (EUA).

Marca-Zevallos, M.J., Moulatlet, G.M., Sousa, T.R., Schietti, J., Coelho, L.D.S., Ramos, J.F., Lima Filho, D.D.A., Amaral, I.L., De Almeida Matos, F.D., Rincón, L.M., Cardenas Revilla, J.D., Pansonato, M.P., Gribel, R., B. et al., 2022. Local hydrological conditions influence tree diversity and composition across the Amazon basin. Ecography 2022. https://doi.org/10.1111/ecog.06125

Mark, D.M., 1975. Geomorphometric Parameters: A Review and Evaluation. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography 57, 165. https://doi.org/10.2307/520612

Mattivi, P., Franci, F., Lambertini, A., Bitelli, G., 2019. TWI computation: a comparison of different open source GISs. Open geospatial data, software and standards 4, 6. https://doi.org/10.1186/s40965-019-0066-y

McGrath, H., Bourgon, J.-F., Proulx-Bourque, J.-S., Nastev, M., Abo El Ezz, A., 2018. A comparison of simplified conceptual models for rapid web-based flood inundation mapping. Natural Hazards 93, 905–920. https://doi.org/10.1007/s11069-018-3331-y

McIntire, E.J.B., Piper, F.I., Fajardo, A., 2016. Wind exposure and light exposure, more than elevation-related temperature, limit tree line seedling abundance on three continents. Journal of Ecology 104, 1379–1390. https://doi.org/10.1111/1365-2745.12599

McKean, J., Roering, J., 2004. Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. Geomorphology 57, 331–351. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(03)00164-8

Meles, M.B., Younger, S.E., Jackson, C.R., Du, E., Drover, D., 2020. Wetness index based on landscape position and topography (WILT): Modifying TWI to reflect landscape position. Journal of Environmental Management 255, 109863. https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2019.109863

Metz, M., Mitasova, H., Harmon, R.S., 2011. Efficient extraction of drainage networks from massive, radar-based elevation models with least cost path search. Hydrology and Earth Systems Science 15, 667–678. https://doi.org/10.5194/hess-15-667-2011

Modi, P., Revel, M., Yamazaki, D., 2022. Multivariable Integrated Evaluation of Hydrodynamic Modeling: A Comparison of Performance Considering Different Baseline Topography Data. Water Resources Research 58. https://doi.org/10.1029/2021WR031819

Mohtashami, S., Eliasson, L., Hansson, L., Willén, E., Thierfelder, T., Nordfjell, T., 2022. Evaluating the effect of DEM resolution on performance of cartographic depth-to-water maps, for planning logging operations. International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation 108, 102728. https://doi.org/10.1016/j.jag.2022.102728

Mojaddadi, H., Pradhan, B., Nampak, H., Ahmad, N., Ghazali, A.H.B., 2017. Ensemble machine-learning-based geospatial approach for flood risk assessment using multi-sensor remote-sensing data and GIS. Geomatics, Natural Hazards and Risk 8, 1080–1102. https://doi.org/10.1080/19475705.2017.1294113

Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., 1992. Channel Initiation and the Problem of Landscape Scale. Science 255, 826–830. https://doi.org/10.1126/science.255.5046.826

Montgomery, D.R., Dietrich, W.E., 1988. Where do channels begin? Nature 336, 232–234.

Montgomery, D.R., Foufoula-Georgiou, E., 1993. Channel network source representation using digital elevation models. Water Resources Research 29, 3925–3934. https://doi.org/10.1029/93WR02463

Moore, I.D., Burch, G.J. 1986. Modelling Erosion and Deposition: Topographic Effects. Transactions of the ASAE 29, 1624–1630. https://doi.org/10.13031/2013.30363

Moore, I.D., Burch, G.J., Mackenzie, D.H., 1988. Topographic Effects on the Distribution of Surface Soil Water and the Location of Ephemeral Gullies. Transactions of the ASAE 31, 1098–1107. https://doi.org/10.13031/2013.30829

Moore, I.D., Grayson, R.B., Ladson, A.R., 1991. Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological, and biological applications. Hydrological Processes 5, 3–30. https://doi.org/10.1002/hyp.3360050103

Moore, I.D., Nieber, J.L., 1989. Landscape Assessment of Soil Erosion and Nonpoint Source Pollution. Journal of the Minnesota Academy of Science 55.

Murphy, P.N.C., Ogilvie, J., Arp, P., 2009. Topographic modelling of soil moisture conditions: a comparison and verification of two models. European Journal of Soil Science 60, 94–109. https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.2008.01094.x

NCGIA, 2023. Locating terrain data. National Center for Geographic Information & Analysis. URL www.ncgia.ucsb.edu/cctp/units/unit06/elev2.html (accessed 3.6.23).

Newman, D.R., Lindsay, J.B., Cockburn, J.M.H., 2018. Evaluating metrics of local topographic position for multiscale geomorphometric analysis. Geomorphology 312, 40–50. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.04.003

Nguy-Robertson, A., May, J., Dartevelle, S., Birkett, C., Lucero, E., Russo, T., Griffin, S., Miller, J., Tetrault, R., Zentner, M., 2018. Inferring elevation variation of lakes and reservoirs from areal extents: Calibrating with altimeter and in situ data. Remote Sensing Applications: Society and Environment 9, 116–125. https://doi.org/10.1016/j.rsase.2018.01.001

NOAA, 2023. TerrainBase Global Terrain Model -Summary Documentation. National Oceanic and Atmospheric Administration. URL https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/gravity/1999/document/html/tbase.html (accessed 3.7.23).

NOAA, 2022. ETOPO 2022 User Guide. National Oceanic And Atmospheric Administration.

Nobre, A.D., Cuartas, L.A., Hodnett, M., Rennó, C.D., Rodrigues, G., Silveira, A., Waterloo, M., Saleska, S., 2011. Height Above the Nearest Drainage – a hydrologically relevant new terrain model. Journal of Hydrology 404, 13–29. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.03.051

Nobre, A.D., Cuartas, L.A., Momo, M.R., Severo, D.L., Pinheiro, A., Nobre, C.A., 2016. HAND contour: a new proxy predictor of inundation extent: Mapping Flood Hazard Potential Using Topography. Hydrological Processes 30, 320–333. https://doi.org/10.1002/hyp.10581

O'Donnell, G., Nijssen, B., Lettenmaier, D.P., 1999. A simple algorithm for generating streamflow networks for grid-based, macroscale hydrological models. Hydrological Processes 13, 1269–1275.

Olivera, F., Lear, M.S., Famiglietti, J.S., Asante, K., 2002. Extracting low-resolution river networks from high-resolution digital elevation models: extracting low-resolution river networks from DEMs. Water Resources Research 38, 13-1-13–8. https://doi.org/10.1029/2001WR000726

Olivera, F., Raina, R., 2003. Development of large scale gridded river networks from vector stream data. Journal of the American Water Resources Association 39, 1235–1248. https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2003.tb03705.x

O'Loughlin, F.E., Paiva, R.C.D., Durand, M., Alsdorf, D.E., Bates, P.D., 2016. A multi-sensor approach towards a global vegetation corrected SRTM DEM product. Remote Sensing of Environment 182, 49–59. https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.04.018

Oltean, G.S., Comeau, P.G., White, B., 2016. Linking the Depth-to-Water Topographic Index to Soil Moisture on Boreal Forest Sites in Alberta. Forest Science 62, 154–165. https://doi.org/10.5849/forsci.15-054

Orlandini, S., Moretti, G., Franchini, M., Aldighieri, B., Testa, B., 2003. Path-based methods for the determination of nondispersive drainage directions in grid-based digital elevation models: technical note. Water Resources Research 39. https://doi.org/10.1029/2002WR001639

Paiva, R.C.D., Collischonn, W., Tucci, C.E.M., 2011. Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. Journal of Hydrology 406, 170–181. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.06.007

Passalacqua, P., Tarolli, P., Foufoula-Georgiou, E., 2010. Testing space-scale methodologies for automatic geomorphic feature extraction from lidar in a complex mountainous landscape: testing feature extraction methodologies. Water Resources Research 46. https://doi.org/10.1029/2009WR008812

Pavlis, N.K., Rapp, R.H., 1990. The development of an isostatic gravitational model to degree 360 and its use in global gravity modelling. Geophysical Journal International 100, 369–378. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb00691.x

Paz, A.R., Bravo, J.M., Allasia, D., Collischonn, W., Tucci, C.E.M., 2010. Large-Scale Hydrodynamic Modeling of a Complex River Network and Floodplains. Journal of Hydrologic Engineering 15, 152–165. https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000162

Paz, A.R., Collischonn, W., 2008. Derivação de rede de drenagem a partir de dados do SRTM. Revista Geográfica Acadêmica 2, 84–95.

Paz, A.R., Collischonn, W., 2007. River reach length and slope estimates for large-scale hydrological models based on a relatively high-resolution digital elevation model. Journal of Hydrology 343, 127–139. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.06.006

Paz, A.R., Collischonn, W., Lopes Da Silveira, A.L., 2006. Improvements in large-scale drainage networks derived from digital elevation models: technical note. Water Resources Research 42. https://doi.org/10.1029/2005WR004544

Paz, A.R., Collischonn, W., Risso, A., Mendes, C.A.B., 2008. Errors in river lengths derived from raster digital elevation models. Computers & Geosciences 34, 1584–1596. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2007.10.009

Peifer, D., Cremon, É.H., Val, P., Fernandes, N.F., 2022. Bases teóricas do modelo stream-power de incisão fluvial. Revista Brasileira de Geomorfologia 23, 1512–1523. https://doi.org/10.20502/rbg.v23i2.2143

Pejović, M., Bajat, B., Gospavić, Z., Saljnikov, E., Kilibarda, M., Čakmak, D., 2017. Layer-specific spatial prediction of As concentration in copper smelter vicinity considering the terrain exposure. Journal of Geochemical Exploration 179, 25–35. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2017.05.004

Pelletier, J.D., 2013. A robust, two-parameter method for the extraction of drainage networks from high-resolution digital elevation models (DEMs): evaluation using synthetic and real-world DEMs. Water Resources Research 49, 75–89. https://doi.org/10.1029/2012WR012452

Pereira, F., Farinosi, F., Arias, M., Lee, E., Briscoe, J., Moorcroft, P., 2017. Technical note: A hydrological routing scheme for the Ecosystem Demography model (ED2CR) tested in the Tapajós River basin in the Brazilian Amazon. Hydrology and Earth System Sciences 21, 4628–4648. https://doi.org/10.5194/hess-21-4629-2017

Phillips, J.D., 2022. Store and pour: Evolution of flow systems in landscapes. CATENA 216, 106357. https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106357

Podest, E., Crow, W., 2013. Preliminary, v.1 SMAP Science Document no. 043.

Potapov, P., Li, X., Hernandez-Serna, A., Tyukavina, A., Hansen, M.C., Kommareddy, A., Pickens, A., Turubanova, S., Tang, H., Silva, C.E., Armston, J., Dubayah, R., Blair, J.B., Hofton, M., 2021. Mapping global forest canopy height through integration of GEDI and Landsat data. Remote Sensing of Environment 253, 112165. https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112165

Prima, O.D.A., Echigo, A., Yokoyama, R., Yoshida, T., 2006. Supervised landform classification of Northeast Honshu from DEM-derived thematic maps. Geomorphology 78, 373–386. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.02.005

Qin, C.-Z., Zhan, L., 2012. Parallelizing flow-accumulation calculations on graphics processing units—From iterative DEM preprocessing algorithm to recursive multiple-flow-direction algorithm. Computers & Geosciences 43, 7–16. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.02.022

Quinn, P., Beven, K., Chevallier, P., Planchon, O., 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. Hydrological Processes 5, 59–79. https://doi.org/10.1002/hyp.3360050106

Raduła, M.W., Szymura, T.H., Szymura, M., 2018. Topographic wetness index explains soil moisture better than bioindication with Ellenberg's indicator values. Ecological Indicators 85, 172–179. https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2017.10.011

Reed, S.M., 2003. Deriving flow directions for coarse-resolution (1-4 km) gridded hydrologic modeling: deriving flow directions for coarse resolution grids. Water Resources Research 39. https://doi.org/10.1029/2003WR001989

Rennó, C.D., Nobre, A.D., Cuartas, L.A., Soares, J.V., Hodnett, M.G., Tomasella, J., Waterloo, M.J., 2008. HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM: Mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. Remote Sensing of Environment 112, 3469–3481. https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.03.018

Riddick, T., Brovkin, V., Hagemann, S., Mikolajewicz, U., 2018. Dynamic hydrological discharge modelling for coupled climate model simulations of the last glacial cycle: the MPI-DynamicHD model version 3.0. Geoscientific Model Development 11, 4291–4316. https://doi.org/10.5194/gmd-11-4291-2018

Riihimäki, H., Kemppinen, J., Kopecký, M., Luoto, M., 2021. Topographic Wetness Index as a Proxy for Soil Moisture: The Importance of Flow-Routing Algorithm and Grid Resolution. Water Resources Research 57. https://doi.org/10.1029/2021WR029871

Riley, S.J., DeGloria, S.D., Elliot, R., 1999. A terrain ruggedness index that quanitifies topographic heterogeneity. Intermountain Journal of Sciences 5, 23–27.

Rizzoli, P., Martone, M., Gonzalez, C., Wecklich, C., Borla Tridon, D., Bräutigam, B., Bachmann, M., Schulze, D., Fritz, T., Huber, M., Wessel, B., Krieger, G., Zink, M., Moreira, A., 2017. Generation and performance assessment of the global TanDEM-X digital elevation model. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 132, 119–139. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2017.08.008

Robinson, N., Regetz, J., Guralnick, R.P., 2014. EarthEnv-DEM90: A nearly-global, void-free, multi-scale smoothed, 90m digital elevation model from fused ASTER and SRTM data. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 87, 57–67. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2013.11.002

Rodda, H.J.E., 2005. The Development and Application of a Flood Risk Model for the Czech Republic. Natural Hazards 36, 207–220. https://doi.org/10.1007/s11069-004-4549-4

Rosim, S., Ortiz, J., Oliveira, J., Jardim, A., Abreu, E., 2015. Drainage Network Definition for Low Resolution DEM Obtained from Drainage Network Extracted from High Resolution DEM Using Upscaling Processes, in: Lollino, G., Arattano, M., et al. (Eds.), Engineering Geology for Society and Territory - Volume 3: River Basins, Reservoir Sedimentation and Water Resources. Springer International Publishing, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-09054-2

Saleh, J., Pavlis, N.K., 2002. The Development and Evaluation of the Global Digital Terrain Model DTM2002. 3rd Meeting of the International Gravity and Geoid Commission, Thessaloniki, Greece.

Salekin, S., Mason, E.G., Morgenroth, J., Bloomberg, M., Meason, D.F., 2021. Hybrid height growth and survival model for juvenile Eucalyptus globoidea (Blakely) and E. bosistoana (F. Muell) in New Zealand. Forest Ecology and Management 490, 119074. https://doi.org/10.1016/j.foreco.2021.119074

Salinas-Melgoza, M.A., Skutsch, M., Lovett, J.C., 2018. Predicting aboveground forest biomass with topographic variables in human-impacted tropical dry forest landscapes. Ecosphere 9. https://doi.org/10.1002/ecs2.2063

Sappington, J.M., Longshore, K.M., Thompson, D.B., 2007. Quantifying Landscape Ruggedness for Animal Habitat Analysis: A Case Study Using Bighorn Sheep in the Mojave Desert. Journal of Wildlife Management 71, 1419–1426. https://doi.org/10.2193/2005-723

Saraiva, A.G.S., Paz, A.R., 2014. Multi-step change of scale approach for deriving coarse-resolution flow directions. Computers & Geosciences 68, 53–63. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.04.002

Saunders, W., 1999. Preparation of DEMs for Use in Environmental Modeling Analysis. Presented at the Esri User Conference, San Diego (EUA).

Schietti, J., Emilio, T., Rennó, C.D., Drucker, D.P., Costa, F.R.C., Nogueira, A., Baccaro, F.B., Figueiredo, F., Castilho, C.V., Kinupp, V., Guillaumet, J.-L., Garcia, A.R.M., Lima, A.P., Magnusson, W.E., 2014. Vertical distance from drainage drives floristic composition changes in an Amazonian rainforest. Plant Ecology & Diversity 7, 241–253. https://doi.org/10.1080/17550874.2013.783642

Schuurmans, J.M., Bierkens, M.F.P., 2007. Effect of spatial distribution of daily rainfall on interior catchment response of a distributed hydrological model. Hydrol. Earth Syst. Sci.

Semenova, O., Beven, K., 2015. Barriers to progress in distributed hydrological modelling. Hydrological Processes 29, 2074–2078. https://doi.org/10.1002/hyp.10434

Shaw, D., Martz, L.W., Pietroniro, A., 2005. Flow routing in large-scale models using vector addition. Journal of Hydrology 307, 38–47. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.09.019

Shaw, D.A., Martz, L.W., Pietroniro, A., 2005. A methodology for preserving channel flow networks and connectivity patterns in large-scale distributed hydrological models. Hydrological. Processes 19, 149–168. https://doi.org/10.1002/hyp.5765

Shimada, M., 2010. Ortho-Rectification and Slope Correction of SAR Data Using DEM and Its Accuracy Evaluation. IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing 3, 657–671. https://doi.org/10.1109/JSTARS.2010.2072984

Silva, I., Segantine, P.C.L., 2015. Topografia para Engenharia, 1st ed. Elsevier, São Paulo.

Simard, M., Pinto, N., Fisher, J.B., Baccini, A., 2011. Mapping forest canopy height globally with spaceborne lidar. Journal of Geophysical Research 116, G04021. https://doi.org/10.1029/2011JG001708

Siqueira, V., Fleischmann, A., Jardim, P., Fan, F., Collischonn, W., 2016. IPH-Hydro Tools: a GIS coupled tool for watershed topology acquisition in an open-source environment. Revista Brasileira de Recursos Hídricos 21, 274–287. https://doi.org/10.21168/rbrh.v21n1.p274-287

Small, D., 2011. Flattening Gamma: Radiometric Terrain Correction for SAR Imagery. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 49, 3081–3093. https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2120616

Smith, R.G., Berry, P.A.M., 2010. ACE2: Global Digital Elevation Model - user guide. EAPRS Laboratory, De Montfort University, Leicester (Reino Unido).

Smith, S.M., Menard, H.W., Sharman, G., 1966. World-wide Ocean Depths and Continental Elevations Averaged for Areas Approximating One Degree Squares of Latitute and Longitude. University of California, Scripps Institution of Oceanography.

Smith, W.H.F., Sandwell, D.T., 1997. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. Science, New Series 277, 1956–1962.

SNAP/ESA, 2023. GETASSE30 Elevation Model. Sentinel Application Platform, European Space Agency. URL https://seadas.gsfc.nasa.gov/help-8.2.0/desktop/GETASSE30ElevationModel.html (accessed 3.2.23).

Sørensen, R., Zinko, U., Seibert, J., 2006. On the calculation of the topographic wetness index: evaluation of different methods based on field observations. Hydrology and Earth System Sciences.

Sousa, T.M.I., Paz, A.R., 2017. How to evaluate the quality of coarse-resolution DEM-derived drainage networks. Hydrological Processes 31, 3379–3395. https://doi.org/10.1002/hyp.11262

Speckhann, G.A., Borges Chaffe, P.L., Fabris Goerl, R., Abreu, J.J.D., Altamirano Flores, J.A., 2018. Flood hazard mapping in Southern Brazil: a combination of flow frequency analysis and the HAND model. Hydrological Sciences Journal 63, 87–100. https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1409896

Stein, J.L., 2018. An Enhanced Pfafstetter Catchment Reference System. Water Resources Research 54, 9951–9963. https://doi.org/10.1029/2018WR023218

Sten, J., Lilja, H., Hyväluoma, J., Westerholm, J., Aspnäs, M., 2016. Parallel flow accumulation algorithms for graphical processing units with application to RUSLE model. Computers & Geosciences 89, 88–95. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.01.006

Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. Transactions AGU 38, 913. https://doi.org/10.1029/TR038i006p00913

Su, C., Yu, W., Feng, C., Yu, C., Huang, Z., Zhang, X., 2015. An Efficient Algorithm for Calculating Drainage Accumulation in Digital Elevation Models Based on the Basin Tree Index. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters 12, 424–428. https://doi.org/10.1109/LGRS.2014.2345561

Tachikawa, T., Iwasaki, A., Gesch, D.B., Danielson, J.J., 2011. ASTER Global Digital Elevation Model Version 2 – Summary of validation results. ASTER GDEM Validation Team.

Tadono, T., Nagai, H., Ishida, H., Oda, F., Naito, S., Minakawa, K., Iwamoto, H., 2016. Generation of the 30 m-mesh Global Digital Surface Model by ALOS PRISM. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences XLI-B4, 157–162. https://doi.org/10.5194/isprsarchives-XLI-B4-157-2016

Tadono, T., Takaku, J., Tsutsui, K., Oda, F., Nagai, H., 2015. Status of "ALOS World 3D (AW3D)" global DSM generation, in: 2015 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS). Milan, Italy, pp. 3822–3825. https://doi.org/10.1109/IGARSS.2015.7326657

Tarboton, D.G., 1997. A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. Water Resources Research 33, 309–319. https://doi.org/10.1029/96WR03137

Tarboton, D.G., Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I., 1992. A physical basis for drainage density. Geomorphology 5, 59–76. https://doi.org/10.1016/0169-555X(92)90058-V

Tarboton, D.G., Bras, R.L., Rodriguez-Iturbe, I., 1991. On the extraction of channel networks from digital elevation data. Hydrological Processes. 5, 81–100. https://doi.org/10.1002/hyp.3360050107

Teixeira, A.D.A., Silva, A.M., Pruski, F.F., Davis Jr, C., Roig, H.L., Diniz, N.C., 2022. Improvements on the Pfafstetter basin coding system proposal. Revista Brasileira de Recursos Hídricos 27, e6. https://doi.org/10.1590/2318-0331.272220210120

Thommeret, N., Bailly, J.S., Puech, C., 2010. Extraction of thalweg networks from DTMs: application to badlands. Hydrology and Earth Systems Science 14, 1527–1536. https://doi.org/10.5194/hess-14-1527-2010

Thompson, J.A., Bell, J.C., Butler, C.A., 2001. Digital elevation model resolution: effects on terrain attribute calculation and quantitative soil-landscape modeling. Geoderma 100, 67–89. https://doi.org/10.1016/S0016-7061(00)00081-1

Valeriano, M.M., Kuplich, T.M., Storino, M., Amaral, B.D., Mendes, J.N., Lima, D.J., 2006. Modeling small watersheds in Brazilian Amazonia with shuttle radar topographic mission-90m data. Computers & Geosciences 32, 1169–1181. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2005.10.019

Van Leeuwen, M., Nieuwenhuis, M., 2010. Retrieval of forest structural parameters using LiDAR remote sensing. European Journal of Forest Research 129, 749–770. https://doi.org/10.1007/s10342-010-0381-4

Verdin, K.L., Verdin, J.P., 1999. A topological system for delineation and codification of the Earth's river basins. Journal of Hydrology 218, 1–12. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00011-6

Vernimmen, R., Hooijer, A., 2023. New LiDAR-Based Elevation Model Shows Greatest Increase in Global Coastal Exposure to Flooding to Be Caused by Early-Stage Sea-Level Rise. Earth's Future 11, e2022EF002880. https://doi.org/10.1029/2022EF002880

Vernimmen, R., Hooijer, A., Pronk, M., 2020. New ICESat-2 Satellite LiDAR Data Allow First Global Lowland DTM Suitable for Accurate Coastal Flood Risk Assessment. Remote Sensing 12, 2827. https://doi.org/10.3390/rs12172827

Vianello, R.L., 1985. Vertical velocity forced by topography in the southern hemisphere. Journal of Climatology 5, 213–219. https://doi.org/10.1002/joc.3370050207

Walker, S.J., Wilkinson, S.N., Van Dijk, A.I.J.M., Hairsine, P.B., 2020. A multi-resolution method to map and identify locations of future gully and channel incision. Geomorphology 358, 107115. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107115

Walker, W.S., Kellndorfer, J.M., Pierce, L.E., 2007. Quality assessment of SRTM C- and X-band interferometric data: Implications for the retrieval of vegetation canopy height. Remote Sensing of Environment 106, 428–448. https://doi.org/10.1016/j.rse.2006.09.007

Wang, C., Glenn, N.F., 2008. A linear regression method for tree canopy height estimation using airborne lidar data. Canadian Journal of Remote Sensing 34, S217–S227. https://doi.org/10.5589/m08-043

Wang, L., Liu, H., 2006. An efficient method for identifying and filling surface depressions in digital elevation models for hydrologic analysis and modelling. International Journal of Geographical Information Science 20, 193–213. https://doi.org/10.1080/13658810500433453

Wang, M., Hjelmfelt, A.T., Garbrecht, J., 2000. DEM aggregation for watershed modeling. Journal of the American Water Resources Association 36, 579–584. https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2000.tb04288.x

Wechsler, S.P., 2007. Uncertainties associated with digital elevation models for hydrologic applications: a review. Hydrology and Earth Systems Science 11, 1481-1500. https://doi.org/10.5194/hess-11-1481-2007, 2007

Wei, H., Zhou, G., Fu, S., 2019. Efficient Priority-Flood depression filling in raster digital elevation models. International Journal of Digital Earth 12, 415–427. https://doi.org/10.1080/17538947.2018.1429503

Weiss, A., 2001. Topographic position and landforms analysis. Presented at the ESRI Users Conference, San Diego (EUA).

Wessel, P., Smith, W.H.F., 1996. A global, self-consistent, hierarchical, high-resolution shoreline database. Journal of Geophysical Research 101, 8741–8743. https://doi.org/10.1029/96JB00104

Wilson, J.P., Gallant, J.C., 2000. Terrain analysis: principles and applications. John Wiley & Sons.

Wilson, M.F.J., O'Connell, B., Brown, C., Guinan, J.C., Grehan, A.J., 2007. Multiscale Terrain Analysis of Multibeam Bathymetry Data for Habitat Mapping on the Continental Slope. Marine Geodesy 30, 3–35. https://doi.org/10.1080/01490410701295962

Winstral, A., Elder, K., Davis, R.E., 2002. Spatial Snow Modeling of Wind-Redistributed Snow Using Terrain-Based Parameters. Journal of Hydrometeorology 3, 524–538. https://doi.org/10.1175/1525-7541(2002)003<0524:SSMOWR>2.0.CO;2

Winstral, A., Marks, D., 2002. Simulating wind fields and snow redistribution using terrain-based parameters to model snow accumulation and melt over a semi-arid mountain catchment. Hydrological Processes 16, 3585–3603. https://doi.org/10.1002/hyp.1238

Wolf, M., Wingham, D., 1992. The status of the world's public-domain digital topography of the land and ice. Geophysical Research Letters 19, 2325–2328. https://doi.org/10.1029/92GL01886

Wu, H., Kimball, J.S., Mantua, N., Stanford, J., 2011. Automated upscaling of river networks for macroscale hydrological modeling: upscaling of global river networks. Water Resources Research 47. https://doi.org/10.1029/2009WR008871

Yamazaki, D., Ikeshima, D., Sosa, J., Bates, P.D., Allen, G.H., Pavelsky, T.M., 2019. MERIT Hydro: A High-Resolution Global Hydrography Map Based on Latest Topography Dataset. Water Resources Research 55, 5053–5073. https://doi.org/10.1029/2019WR024873

Yamazaki, D., Ikeshima, D., Tawatari, R., Yamaguchi, T., O'Loughlin, F., Neal, J.C., Sampson, C.C., Kanae, S., Bates, P.D., 2017. A high-accuracy map of global terrain elevations: Accurate Global Terrain Elevation map. Geophysical Research Letters 44, 5844–5853. https://doi.org/10.1002/2017GL072874

Yamazaki, D., Oki, T., Kanae, S., 2009. Deriving a global river network map and its sub-grid topographic characteristics from a fine-resolution flow direction map. Hydrology and Earth Systems Science 13, 2241–2251. https://doi.org/10.5194/hess-13-2241-2009

Yao, Y., Shi, X., 2015. Alternating scanning orders and combining algorithms to improve the efficiency of flow accumulation calculation. International Journal of Geographical Information Science 29, 1214–1239. https://doi.org/10.1080/13658816.2015.1027209

Yıldırım, A.A., Watson, D., Tarboton, D., Wallace, R.M., 2015. A virtual tile approach to raster-based calculations of large digital elevation models in a shared-memory system. Computers & Geosciences 82, 78–88. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.05.014

Yokoyama, R., Shirasawa, Michio, Pike, Richard, 2002. Visualizing Topography by Openness:A New Application of Image Processing to Digital Elevation Models. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing 68, 257–265.

Zevenbergen, L.W., Thorne, C.R., 1987. Quantitative analysis of land surface topography. Earth Surface Processes and. Landforms 12, 47–56. https://doi.org/10.1002/esp.3290120107

Zhao, X., Su, Y., Hu, T., Chen, L., Gao, S., Wang, R., Jin, S., Guo, Q., 2018. A global corrected SRTM DEM product for vegetated areas. Remote Sensing Letters 9, 393–402. https://doi.org/10.1080/2150704X.2018.1425560

Zheng, X., Maidment, D.R., Tarboton, D.G., Liu, Y.Y., Passalacqua, P., 2018a. GeoFlood: Large-Scale Flood Inundation Mapping Based on High-Resolution Terrain Analysis. Water Resources Research 54. https://doi.org/10.1029/2018WR023457

Zheng, X., Tarboton, D.G., Maidment, D.R., Liu, Y.Y., Passalacqua, P., 2018b. River Channel Geometry and Rating Curve Estimation Using Height above the Nearest Drainage. Journal of the American Water Resources Association 54, 785–806. https://doi.org/10.1111/1752-1688.12661

Zhou, G., Song, L., Liu, Y., 2022. Parallel assignment of flow directions over flat surfaces in massive digital elevation models. Computers & Geosciences 159, 105015. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2021.105015

Zhou, G., Sun, Z., Fu, S., 2016. An efficient variant of the Priority-Flood algorithm for filling depressions in raster digital elevation models. Computers & Geosciences 90, 87–96. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.02.021

Zhou, G., Wei, H., Fu, S., 2019. A fast and simple algorithm for calculating flow accumulation matrices from raster digital elevation. Frontiers in Earth Sciences 13, 317–326. https://doi.org/10.1007/s11707-018-0725-9

Zhu, Q., Tian, Y., Zhao, J., 2006. An efficient depression processing algorithm for hydrologic analysis. Computers & Geosciences 32, 615–623. https://doi.org/10.1016/j.cageo.2005.09.001

Zwolinski, Z., Stefanska, E., 2015. Relevance of moving window size in landform classification by TPI. Geomorphometry for Geosciences 273–277.

ABRHidro

Associação Brasileira de Recursos Hídricos

ISBN 978-85-88686-50-2